



Los sistemas lacustres de la Cuenca terciaria del Duero

A. CORROCHANO e I. ARMENTEROS

Depto. de Geología, Universidad de Salamanca, 37071 Salamanca.

RESUMEN

El registro sedimentario de la Depresión terciaria del Duero se divide en tres ciclos: Cretácico superior-Paleoceno, Eoceno-Mioceno inferior y Mioceno medio-Mioceno superior. Los medios lacustres se sitúan en las zonas centrales de la cuenca, rodeados de orlas aluviales marginales, coincidiendo la mayor acumulación lacustre con el eje de subsidencia Burgos-Baltanás-Aranda de Duero.

En el ciclo Eoceno-Mioceno inferior los sistemas lacustres están mejor desarrollados en la cuenca de Almazán, donde se han reconocido dos grandes subambientes: 1) Orla fluvio-lacustre y 2) Zonas lacustres internas someras; estas últimas caracterizadas por una asociación de facies carbonatada y otra pantanoso-lacustre.

En el ciclo Mioceno medio-Mioceno superior los sistemas lacustres están mejor desarrollados que en el anterior. Se han diferenciado los siguientes grupos de asociaciones de facies: 1) Orla fluvio-lacustre. 2) Llanuras lutíticas. 3) Zonas lacustres marginales, en las que se diferencian dos asociaciones de facies, una relacionada con el influjo directo de terrígenos (a. deltaica) y otra alejada del mismo (a. calizo-margosa). 4) Zonas lacustres someras internas, en las que se reconocen una asociación carbonatada y otra evaporítica que representa etapas correlativas a balances hídricos negativos en la cuenca.

Palabras clave: Lacustre. Fluvial. Cenozoico. Cuenca terciaria del Duero. España.

ABSTRACT

The sedimentary record of the Tertiary Duero Basin can be divided into three cycles: The Upper Cretaceous-Paleocene, the Eocene-Lower Miocene and the Middle Miocene-Upper Miocene.

The sedimentary deposits comprise marginal fluvial fringes and lacustrine environments in the inner basin zones. The zones of maximum lacustrine accumulation were related with the Burgos-Baltanás-Aranda de Duero axis.

In the Eocene-Lower Miocene cycle the lacustrine systems were better developed in the Almazán Basin, where two large lacustrine subenvironments have been recognized: 1) fluvio-lacustrine fringes and 2) shallow inner lakes. The second are characterized by carbonate and terrigenous facies associations lacustrine and swampy-lacustrine.

In the lacustrine systems of the Middle Miocene-Upper Miocene cycle four subenvironments can be differentiated: 1) fluvio-lacustrine fringe, 2) mud flats, 3) marginal lacustrine zone and 4) shallow inner lacustrine zone. In the fluvio-lacustrine fringe two facies associations are identified, one of them is algal. The latter is related to peripheral basins originated during the faulting stages of the eastern basin border. The observed sequences record the channel fills by oncoid bars and sandstones, and the progressive ponding represented by palustrine limestones.

In the mud flat associations it is possible to distinguish mud-flats (s.s.) and saline mud flats. The former are developed over the transitional zones between alluvial and lacustrine systems. The saline mud flats are, on one hand, peripheral to the carbonatic and evaporitic complexes of the basin center and, on the other, correspond to the alluvial fan-saline mudflat-playa lake system of small marginal basins. In the central zones the sequences consist of interlayered calcitic-dolomitic clays and marls with interstitial gypsum. The major facies association in the marginal basins consist of marls, clays and palustrine limestones, all of them encrusted by carbonatic, siliceous and gypsiferous materials.

The marginal lacustrine subenvironments display two types of facies associations: delta and shallow marl-limestone associations. The lacustrine deltas form lentil-shaped bodies composed of sequences with carbonates at the base and terrigenous materials at the top. Prodelta, delta front and delta plain facies have been recognized. The interdistributary bay fillings are alternating dark organogenous facies and bioclastic limestones. The carbonate association, formed by marls and clays, is located in the lacustrine areas related

with the deltas; the central facies are marls and the litoral facies are rippled calcarenites and calcilutites.

The shallow inner lacustrine sedimentation was carbonatic and evaporitic. In the carbonatic assemblage, essentially limestone, was deposited in internal positions and was related with periods of less terrigenous influx, situation which has been recorded in the stages of maximum lacustrine expansion of the Middle Miocene-Upper Miocene cycle. The evaporitic type represents lacustrine stages that can be correlated with a negative hydrological balance in the basin. The evaporitic association is composed of calcitic-dolomitic marls with interstitial gypsum, layered or massive gypsites and marly limestones; these lakes were subjected to periodic decreases in the water level, leaving large surfaces exposed and causing the erosion of the earlier lacustrine bottom and the remobilization of evaporitic crusts and crystalline precipitates which resedimented in more depressed zones.

Key words: Lacustrine. Fluvial. Cenozoic. Tertiary Duero Basin. Spain.

INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

La Depresión del Duero es una cuenca intraplaca que se individualizó a finales del Cretácico o principios del Paleógeno en el NO de la Península Ibérica, rellenándose por depósitos continentales. Está limitada por los relieves montañosos de varias unidades morfoestructurales: Macizo Hercínico, Sistema Central y cordilleras Cantábrica e Ibérica (figs. 1A y 2). En torno a la Depresión del Duero se sitúan varias depresiones menores que se configuran como prolongaciones de la principal: Ciudad Rodrigo, Peñaranda-Alba, Almazán y el corredor de la Bureba que enlaza con la Depresión del Ebro.

El origen y evolución de la Depresión del Duero han estado controlados por sucesivas fases de reactivación de fallas tardihercínicas durante el ciclo Alpino. Esta tectónica de bloques compartimentó el cratón y las series que lo recubrían en fosas y umbrales que se hundían progresivamente hacia el NE. El resultado es la asimetría que tiene la Depresión, encontrándose la base del Terciario, según los mapas de isobatas, 2.500 m más profunda en el margen oriental con respecto al occidental. El eje de mayor subsidencia (Burgos-Baltanás-Aranda de Duero) bordea el sector noroccidental del Sistema Ibérico (fig. 1B).

Además del control estructural (García Ramos *et al.*, 1982; Martín Escorza, 1982; Corrochano y Carballeira, 1983; Portero y Aznar, 1984), la variedad litológica de las áreas fuentes (ver fig. 2) y la evolución climática fueron también controles importantes en la magnitud de los dispositivos sedimentarios y los tipos de ambientes que se han sucedido en el tiempo.

Desde un punto de vista paleogeográfico global, la Depresión del Duero participó de la posición paleolatitudinal

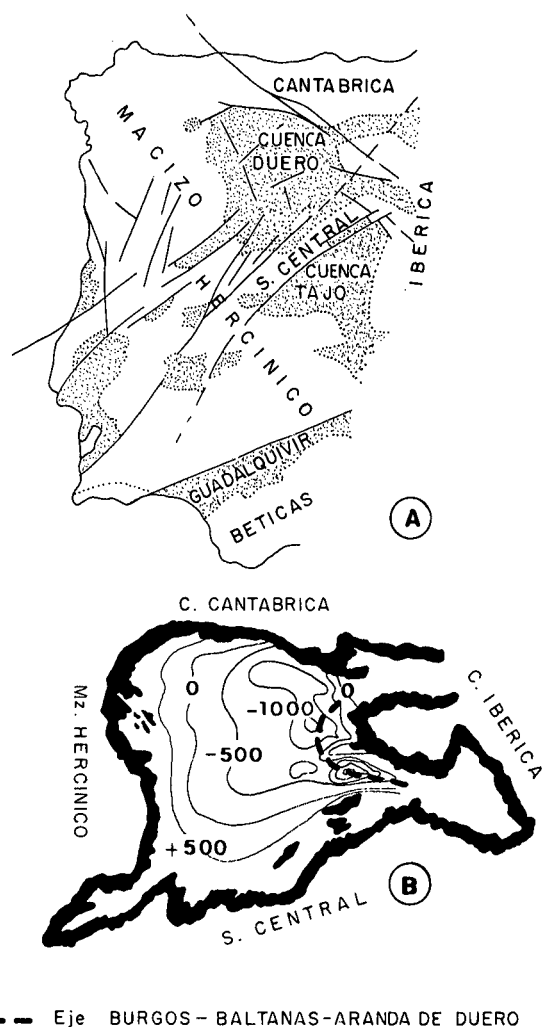


Figura 1.- A) Situación de la Cuenca terciaria del Duero y principales direcciones de fracturación. B) Mapa de isobatas de la base del Terciario referidas al nivel del mar.

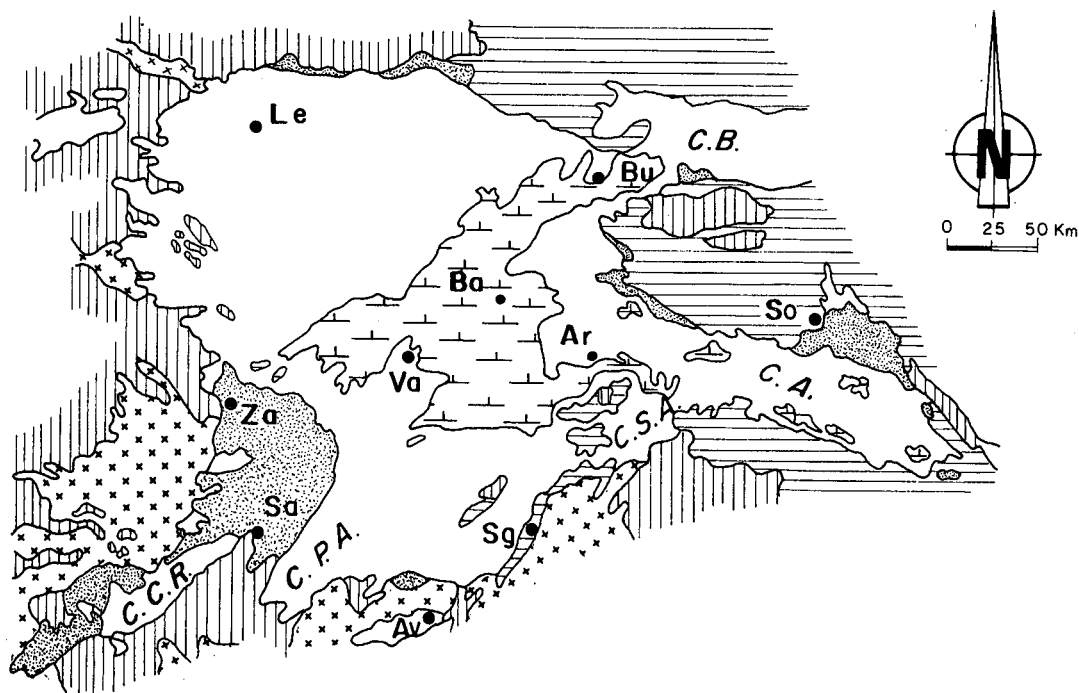
Figure 1.- A). Situation of the Tertiary Duero Basin and its main faulting directions. B) Isobath map of the Tertiary base referred to sea level.

que la Península Ibérica tenía en aquellos tiempos. Durante el Paleógeno estaba situada en torno a los 30° de latitud N y en el Neógeno estaba comprendida entre los 30° y los 38° (Habicht, 1979). En los depósitos de la cuenca hay criterios sedimentológicos (series rojas, dolomías, yesos, silcretas, caliches y lateritas) y paleontológicos, que indican una evolución paleoclimática desde condiciones tropicales, cálidas y húmedas en el Cretácico superior-Eoceno inferior, a otras más áridas a partir del Eoceno medio hasta el Oligoceno; en el Mioceno inferior y medio el clima es cálido alcanzando la máxima aridez, la cual disminuye al final del ciclo neógeno (Jiménez, 1974; López Martínez, 1989 y Rivas Carballo, 1989).

Este trabajo ofrece una síntesis del relleno sedimentario de la Cuenca del Duero, especialmente de los sistemas lacustres. Al mismo tiempo, se propone una división del registro estratigráfico en secuencias sedimentarias basada en la correlación de las discontinuidades más importantes identificadas en cada uno de los sectores de la Cuenca.

ENCUADRE ESTRATIGRÁFICO DE LAS UNIDADES LACUSTRES

El registro sedimentario de la Depresión se ha dividido en tres ciclos limitados por cuatro discontinuidades mayores: 1, 2, 5 y 9 (figs. 3 y 4). Algunos



LEYENDA

	Neógeno carbonatado
	Neógeno terrígeno
	Paleógeno carbonatado y terrígeno
	Mesozoico carbonatado y terrígeno

Paleozoico y Precámbrico:

	Rocas sedim. y metamórficas
	Rocas ígneas

C.C.R. - Cuenca Ciudad-Rodrigo.

C.P.A. - Cuenca Peñaranda-Alba

C.S.A. - Cuenca Sepúlveda-Ayllón

C.A. - Cuenca Almazán

C.B. - Corredor Bureba

Ar - Aranda de Duero Sa - Salamanca

Av - Ávila Sg - Segovia

Ba - Baltanás So - Soria

Bu - Burgos Va - Valladolid

Le - León Za - Zamora

Figura 2.- Esquema geológico simplificado de la Cuenca del Duero y sus bordes.

Figure 2.- Simplified geological scheme of the Duero Basin and its borders.

problemas de correlación están planteados entre los dominios occidental y oriental debido a la escasez de datos cronoestratigráficos y a la complejidad del propio registro.

Ciclo Cretácico superior-Paleoceno

Los materiales de este ciclo están delimitados por las discontinuidades 1 y 2 (fig. 3). La discontinuidad

1 es la discordancia que define la Depresión. Las series infrayacentes a la discordancia corresponden, en el sector occidental de la cuenca, a diversas formaciones precámbricas y paleozoicas, afectadas por una alteración laterítica (Corrochano y Quiroga, 1974; Molina y Blanco, 1980). Al Este del eje León-Segovia, sin embargo, las series infrayacentes a la discordancia son unidades terrígenas o carbonatadas del Cretácico. El límite superior del ciclo es la discontinuidad 2 que es una discordancia en todos los sectores donde se ha

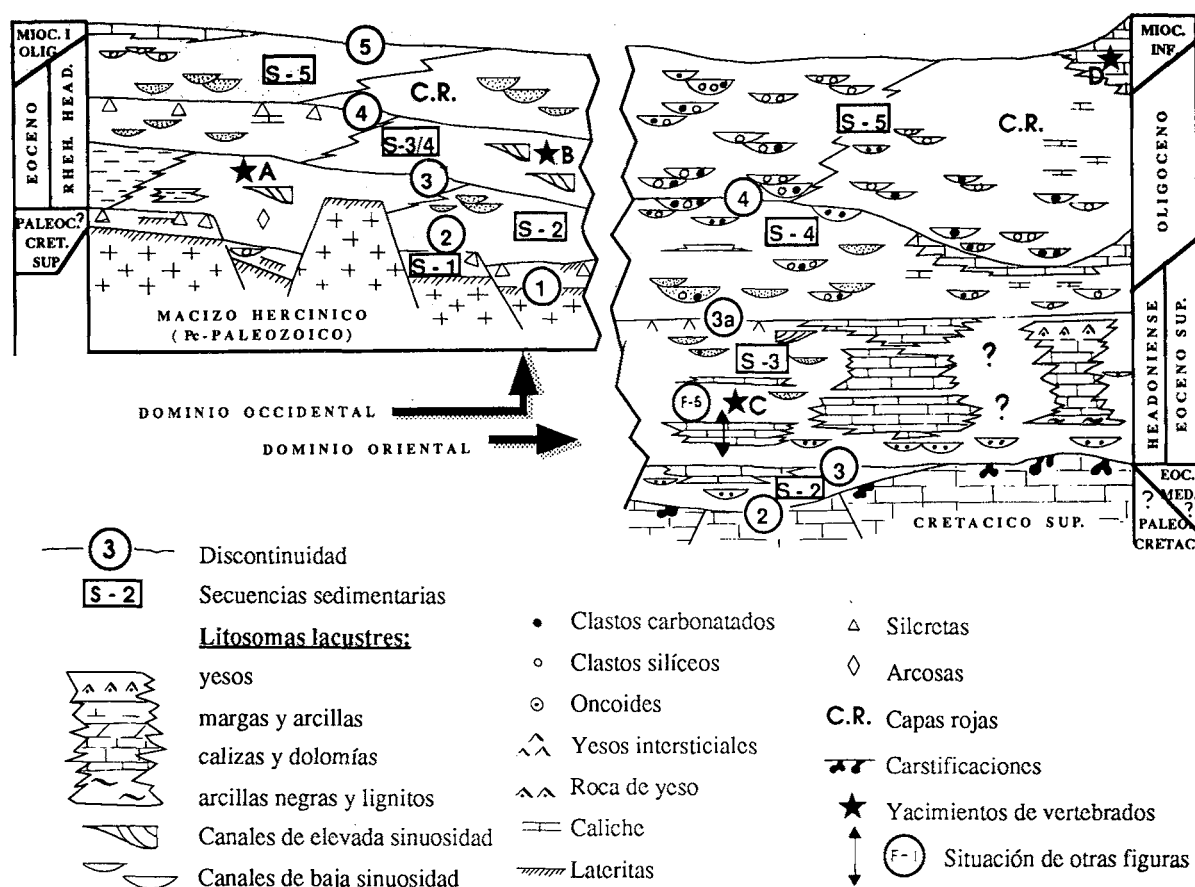


Figura 3.- Esquema estratigráfico de los ciclos Cretácico superior-Paleoceno y Eoceno-Mioceno inferior de la Cuenca del Duero. Muestra la situación de las unidades lacustres, las discontinuidades mayores (1-5), las secuencias sedimentarias (S-1 a S-5) con indicación de sus características principales y la situación de los yacimientos de microvertebrados: Santa Clara de Avedillo (A), Babilafuente (B), Miñana-Mazaterón (C) y Cetina de Aragón (D). Sin escala. Explicación en el texto.

Figure 3.- Stratigraphic scheme of the Upper Cretaceous-Paleocene and Eocene-Lower Miocene cycles of the Duero Basin. Showing the situation of the lacustrine units, the main discontinuities (1-5), the sedimentary sequences (S-1 to S-5) with indications of the main sedimentological characteristics and the situation of the vertebrates gisements: Santa Clara de Avedillo (A), Babilafuente (B), Miñana-Mazaterón (C) y Cetina de Aragón (D). Not to scale. See text for explanation.

reconocido (Corrochano, 1977; Portero *et al.*, 1983; Corrochano y Pena dos Reis, 1986; Fernández García *et al.*, 1989; Olmo Sanz y Martínez Salanova, 1989; Armenteros, 1989). Esta discontinuidad va acompañada por el desarrollo sobre los depósitos infrayacentes de una silcreta en los sectores occidental y meridional, mientras que en el oriental se manifiesta por el desarrollo de carstificaciones y costras carbonatadas.

Los materiales de este ciclo constituyen la primera secuencia sedimentaria (S-1 en la fig. 3). En el sector occidental (Zamora y Salamanca), donde está mejor definida, es una formación siderolítica limitada por una silcreta a techo. Su edad no se conoce con precisión pues la única datación es del Paleoceno medio por K/Ar en la silcreta (Blanco *et al.*, 1982). Su posición estratigráfica, entre las series hercínicas o los depósitos

campanienses y los depósitos eocenos, ha sido el argumento para que haya sido considerada como la base del relleno terciario (Jiménez, 1970 y 1972; Corrochano, 1977, 1980 y 1982; Alonso Gavilán, 1981; Portero *et al.*, 1983), o incluso bajado su límite al Maastrichtiense (Fernández García *et al.*, 1989; Olmo Sanz y Martínez Salanova, 1989).

La distribución de ambientes sedimentarios durante este ciclo plantea diversos problemas por la dificultad de correlacionar afloramientos aislados; sin embargo, sus depósitos se relacionan con la fase regresiva del Cretácico superior. Sus afloramientos más occidentales (Zamora, Salamanca y Avila) se han interpretado como abanicos aluviales, mientras que los más orientales corresponderían a la sedimentación en ambientes lagunares costeros (Floquet y Meléndez, 1982), que se

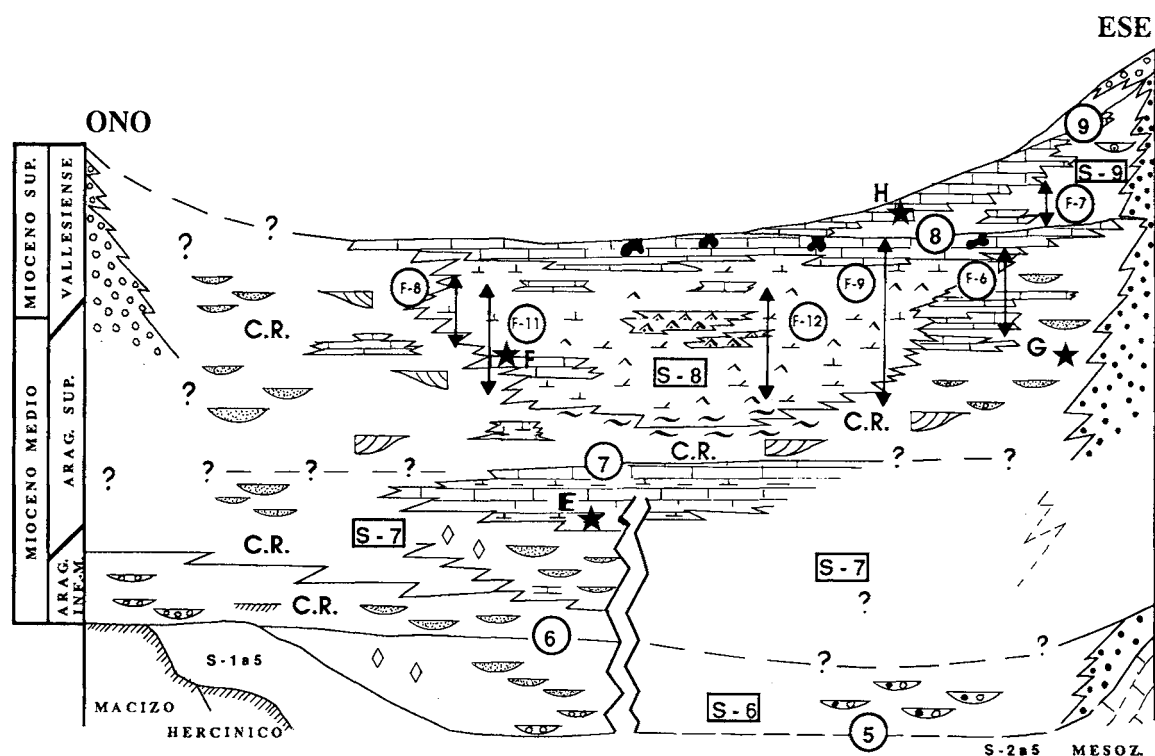


Figura 4.- Esquema estratigráfico del ciclo Mioceno medio-Mioceno superior de la Cuenca del Duero. Muestra la situación de las unidades lacustres, las discontinuidades mayores (5 a 9), las secuencias sedimentarias (S-6 a S-9) con indicación de sus características sedimentológicas principales y la situación de los yacimientos de vertebrados: Dueñas (E), Torremormojón (F), Montejo de la Vega (G) y Los Valles de Fuentidueña (H). Sin escala. Explicación en el texto. Leyenda como en fig. 3.

Figure 4.- Stratigraphic scheme of the Middle Miocene-Upper Miocene cycle of the Duero Basin. Showing the situation of the lacustrine units, the main discontinuities (5-9), the sedimentary sequences (S-6 to S-9) with indications of the main sedimentological characteristics, and situation of the vertebrates gisements: Dueñas (E), Torremormojón (F), Montejo de la Vega (G), and Los Valles de Fuentidueña (H). Not scale. See text for explanation. Same key as in fig. 3.

instalaron en el margen del Aulacógeno Celtibérico en su etapa de deformación compresiva (Alvaro *et al.*, 1979).

Ciclo Eoceno - Mioceno inferior

El límite inferior de este ciclo corresponde con la discontinuidad 2 ya referenciada, el superior es la discontinuidad 5 (figs. 3 y 4). El conjunto del ciclo representa una fase tectónica de fracturación que reactiva fallas tardihercínicas, de dirección dominante OSO-ENE, las cuales compartimentaron el cratón y las series que lo recubrían (ciclo anterior), originando fosas como las de Ciudad Rodrigo (Molina *et al.*, 1982; Alonso Gavilán y Polo, 1986-87), Peñaranda-Alba (Corrochano *et al.*, 1983) y Sepúlveda-Ayllón (Bustillo *et al.*, 1989). La configuración de la Depresión en esos tiempos era probablemente la de numerosas cubetas de origen tectónico con cierta conexión entre ellas (fig. 2).

El registro se divide en cuatro secuencias sedimentarias (S-2, S-3, S-4 y S-5) que están separadas por tres discontinuidades internas, 3, 3a y 4 (fig. 3). Cada una de las secuencias se articula por depósitos aluviales en la base y lacustres a techo. La discontinuidad 3 está definida por una reactivación de los abanicos aluviales, tanto en el sector occidental (Corrochano y Pena dos Reis, 1986) como en la cuenca de Almazán (Armenteros *et al.*, 1989a). La discontinuidad 3a que separa las secuencias S-3 y S-4, sólo se ha identificado en la cuenca de Almazán, optando en el caso del sector occidental, donde hasta el momento no hay criterios para su definición, por el agrupamiento de ambas secuencias. La discontinuidad 4, identificada en ambos sectores, se manifiesta además de por una reactivación de los abanicos aluviales, por el desarrollo de una silcreta y carstificaciones a techo de la S-3/4 y S-4 en los sectores occidental y oriental respectivamente (fig. 3).

Los datos bioestratigráficos corresponden a los yacimientos de Santa Clara de Avedillo (S-2), Babila-fuente y Mazaterón -Miñana (S-3) y Cetina (S-5), referidos respectivamente como A, B, C y D (fig. 3). Las edades de estos yacimientos están comprendidas entre el Eoceno medio y el Mioceno inferior (Jiménez, 1977; Alvarez Sierra, 1986; Jiménez *et al.*, 1989 y Peláez Campomanes *et al.*, 1989), adscribiéndose respectivamente a MP-13/14 (Rhenaniense medio), MP-16 (Rhenaniense superior), MP-17 (Headoniense) y Age-niense.

Los sistemas lacustres identificados en este ciclo tienen mejor desarrollo y mayor potencia en el dominio oriental en el que se encuentran a techo de todas las secuencias. En el dominio occidental aparece sólo una unidad lacustre en la base del ciclo, a techo de la secuencia S-2.

Ciclo Mioceno medio-Mioceno superior

Los límites inferior y superior de este ciclo corresponden con las discontinuidades 5 y 9 (fig. 4). La primera se atribuye a la fase tectónica intra-Aragoniense denominada Neocastellana (Aguirre *et al.*, 1976), generalizada a todo el ámbito de la Depresión (López Martínez *et al.*, 1985; Corrochano y Pena dos Reis, 1986). La discontinuidad 9 es la que separa este ciclo de los depósitos aluviales marginales que tradicionalmente se conocen como rañas (Hernández-Pacheco, 1957; Mabesoone, 1961; Ordóñez *et al.*, 1976; Molina y Armenteros, 1986). Es en este ciclo cuando la cuenca terciaria del Duero adquiere una configuración unitaria, rompiéndose el esquema paleogeográfico precedente de cubetas más o menos aisladas.

Las discontinuidades internas 6, 7 y 8, dividen el registro en cuatro secuencias, S-6, S-7, S-8 y S-9 (fig. 4). Cada una de estas secuencias está integrada por unidades aluviales en la base y lacustres a techo. La Unidad de Dueñas (Portero *et al.*, 1982), situada a techo de la secuencia S-7, integra los depósitos lacustres más antiguos que se conocen dentro de este ciclo; ha sido atribuida al Mioceno medio (Astaraciense) por López Martínez y Borja Sanchiz (1982). En la secuencia S-8, en el centro de la cuenca, el tránsito entre la unidad fluvial de Tierra de Campos y la unidad lacustre de las Cuestas (Hernández Pacheco, 1915) se realiza mediante las facies pantanosas de Zaratán (Sánchez de la Torre, 1982); algunos autores han considerado estas últimas facies como un nivel que marca un hiato en la sedimentación (García Abbad y Rey Salgado, 1973; Mediavilla y Dabrio 1988). La parte alta de la secuencia S-8 es la Unidad calizas del Páramo (Hernández Pacheco, 1915) que se extiende por la zona central de la Depresión. Está formada por carbonatos de carácter lacustre más abierto hacia el centro y zona occidental; hacia el Este muestran rasgos de emersión y se continúan hacia los bordes a través de encostramientos intercalados en las facies aluviales marginales (Armenteros y Alonso Gavilán, 1984). El techo de la secuencia S-8 está afectado por una carstificación de edad intra-Vallesiense, discontinuidad 8, ya señalada por García del Cura (1974). Por último, en la secuencia S-9, el sistema lacustre está representado por un extenso nivel carbonatado que es expansivo sobre los bordes pre-neógenos (fig. 4), y representa el final del ciclo (Armenteros, 1986). Esta expansión se prolonga desde el eje de máxima subsidencia hacia el corredor de la Bureba y la cuenca de Almazán (fig. 2); la comunicación de ésta última con la cuenca de Calatayud-Teruel, funcionando desde la secuencia S-8, es bien patente en ésta (Meléndez *et al.*, 1982). Inmediatamente después de este ciclo hay una fase de deformación (Royo y Gómez, 1926), posteriormente se desarrolla un arrasamiento que bisela la última secuencia, aflorando progresivamente hacia el Oeste términos más antiguos de

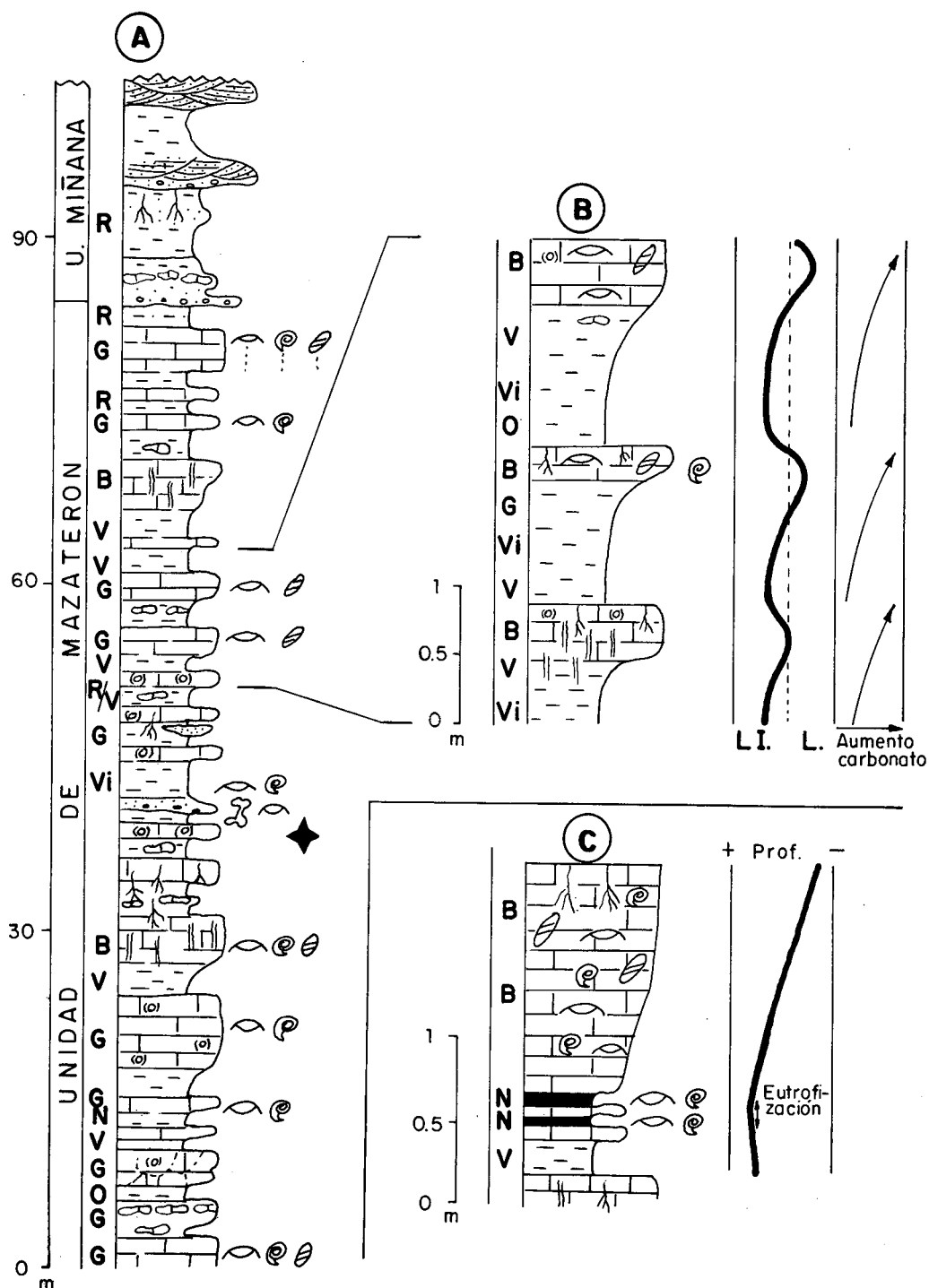


Figura 5.- A: Sección estratigráfica de la Unidad eocena de Mazaterón (S-3) según Armenteros *et al.*, (1989a); el asterisco señala la situación del yacimiento de vertebrados de Mazaterón (C en la fig. 3). Véase fig. 3 para situación de la sección. B: Asociación fluvio-lacustre de la Unidad de Mazaterón representada en A. C: Asociación lacustre-pantanosas del ciclo Eoceno-Mioceno inferior de la Cuenca de Almazán. Leyenda como en fig. 8.

Figure 5.- A: Stratigraphic log of the Eocene Unit of Mazaterón (S-3) after Armenteros *et al.*, (1989a); asterisk shows location of Mazaterón vertebrate gisement (C in fig. 3). See fig. 3 for location of the section. B: Fluvio-lacustrine association of the Mazaterón Unit represented in A. C: Paludal-lacustrine association of the Eocene-Lower Miocene cycle of the Almazán Basin. See fig. 8 for legend.

la misma (Molina y Armenteros, 1986); este pedimento lleva asociada una carstificación (Portero *et al.*, 1982).

LOS SISTEMAS LACUSTRES DEL EOCENO-MIOCENO INFERIOR

Las unidades lacustres paleógenas mejor conocidas se encuentran en el sector oriental de la cuenca, al Este de Burgos (Pol y Carballeira, 1986) y en la cuenca de Almazán (Guisado *et al.*, 1988; Armenteros *et al.*, 1989a), formando parte de las secuencias S-2, S-3, S-4 y S-5. El espesor individual de las diferentes unidades lacustres está comprendido entre 50 y 150 metros (fig. 5A) y su anchura de afloramiento oscila en torno a los 10 kilómetros.

Las facies lacustres dominantes son lutitas de diversos colores y calizas blanco-grisáceas, que pueden ser masivas, o bien presentar estructura nodular o prismática. Las microfacies de calizas más características, en orden de abundancia, son: 1) Mudstone y wackestone fosilíferas (ostrácodos, gasterópodos y caráceas) con texturas grumoso-peletoidales atribuibles a rasgos de exposición. 2) Calizas nodulizadas y brechificadas por procesos edáficos que presentan los mismos restos fósiles que la microfacies anterior. 3) Caliches, con granos de cuarzo (hasta un 5 %) dispersos en un mosaico calcítico. 4) Biomicritas, con escasez o ausencia de rasgos de exposición y abundantes caráceas, ostrácodos y gasterópodos. Las facies 1, 2 y 3 contienen moldes microlenticulares de yeso intersticial que se suelen agregar en nódulos milimétricos.

Las asociaciones de facies lacustres de este ciclo se agrupan en dos principales: 1) orlas fluvio-lacustres y 2) zonas lacustres internas someras, en el sentido de Link y Osborne (1978) y de Cabrera *et al.*, (1985), respectivamente.

Dentro de las primeras se ha identificado una asociación fluvio-lacustre compuesta por secuencias elementales que registran el paso de facies lutíticas de colores verde y violeta a las diversas facies de calizas descritas (fig. 5, A y B), que se ha interpretado como el progresivo aislamiento de zonas deprimidas de la llanura de inundación en las que se instala una sedimentación lacustre carbonatada. Friend y Moody-Stuart (1970), Freytet y Plaziat (1982), Nickel (1982) y Arribas (1986) han descrito secuencias similares en el mismo contexto sedimentario.

Las características de la asociación lacustre carbonatada somera central son semejantes a las del ciclo Mioceno medio-Mioceno superior, donde están bien representadas, por lo que se refiere al lector a ese apartado. Únicamente resaltar la presencia de una asociación pantanosolacustre, específica de este ciclo. Está constituida básicamente por dos términos (fig. 5C); el primero es

una marga organógena de color oscuro, que contiene restos fósiles de caráceas, gasterópodos y ostrácodos y con un espesor menor de 10 centímetros, si bien, en ocasiones, puede alcanzar los 70 centímetros. Otras veces, constituye un lignito como ocurre en la parte basal de la S-3 (fig. 3). El segundo término de la asociación está formado por biomicritas y (o) calizas grumosas blanco-grisáceas, que contienen ambas los mismos restos fósiles del anterior; la parte superior del término carbonatado puede estar marcada por una estructura prismático-nodular. Esta ciclicidad es interpretada como el paso desde un cuerpo lacustre eutrófico de carácter reductor a otro más abierto de composición alcalina. Ciclos semejantes han sido descritos en el Oligoceno de la Cuenca del Ebro (Cabrera y Sáez, 1987; Oberhänsli y Allen, 1987), donde la alternancia de capas claras y oscuras se ha interpretado como el resultado de cambios en el suministro de materia orgánica.

En el sector occidental la única unidad lacustre identificada se encuentra a techo de la S-2 (Corrochano, 1977, 1982; Mulas y Alonso Gavilán, 1987). Consta de un tramo siliciclástico en la base que ha sido interpretado como lóbulos deltaicos, y un tramo superior carbonatado que representa una sedimentación lacustre somera con rasgos de exposición.

LOS SISTEMAS LACUSTRES DEL MIOCENO MEDIO-MIOCENO SUPERIOR

Dentro de este ciclo las unidades lacustres aparecen en las secuencias S-7, S-8 y S-9, aunque es en la S-8 donde el sistema lacustre está mejor definido y sus relaciones espaciales con las orlas marginales aluviales pueden ser bien establecidas; además, es durante la sedimentación de esta secuencia cuando los controles paleogeográficos determinan una mayor variedad de asociaciones de facies. Estas últimas se agrupan en: 1) orlas fluvio-lacustres, 2) llanuras lutíticas, 3) zonas lacustres marginales y 4) zonas lacustres internas someras. Se excluye aquí la descripción de todas aquellas asociaciones de facies marginales aluviales, que evidentemente forman parte del sistema sedimentario, pero que se sitúan fuera de la influencia de los lagos.

Orlas fluvio-lacustres

Asociación fluvio-lacustre

Es una asociación edáfico-palustre correspondiente al relleno de pequeños lagos instalados sobre las llanuras de inundación de sistemas fluviales; es muy similar a la descrita en el ciclo anterior. La secuencia

más común (fig. 6) está constituida de muro a techo por: a) arenas de relleno de canal, que recubren un «lag» de cantos y oncoides; b) lutitas arenosas con moteado hidromórfico; c) caliche masivo, cuya base y techo son transicionales con los niveles supra e infrayacente; y d) calizas masivas (mudstones y wackestones originales con escasos restos de gasterópodos, ostrácodos y ca-

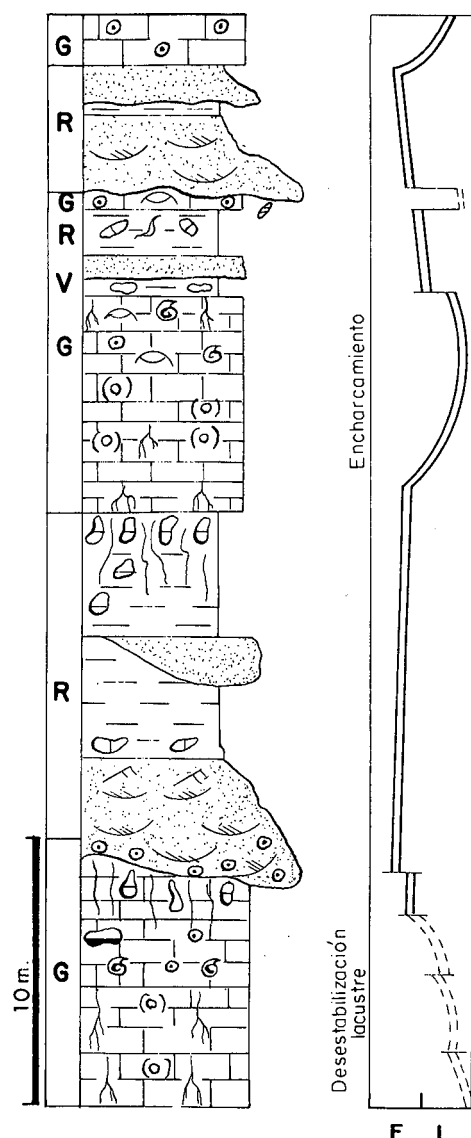


Figura 6.- Asociación fluvio-lacustre correspondiente al ciclo Mioceno medio-Mioceno superior (S-8) en la sección de Milagros (Burgos). Véase fig. 4 para situación. Leyenda como en fig. 8.

Figure 6.- Fluvio-lacustrine association corresponding to the Middle Miocene-Upper Miocene cycle (S-8) in Milagros section (Burgos). See fig. 4 for location. Same key as in fig. 8.

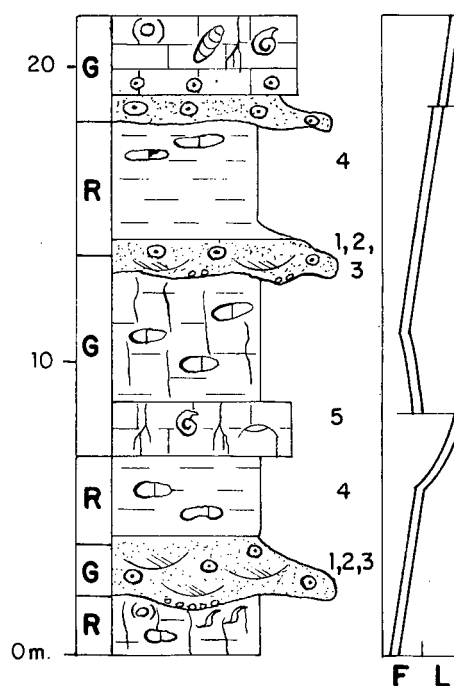


Figura 7.- Asociación fluvio-lacustre algal correspondiente al ciclo Mioceno medio-Mioceno superior (S-9) en la sección de Fuentesnebro (Burgos), modificado de Armenteros (1986). Los términos numerados de la secuencia están explicados en el texto. Véase fig. 4 para situación. Leyenda como en fig. 8.

Figure 7.- Algal fluvio-lacustrine association corresponding to the Middle Miocene-Upper Miocene cycle (S-9) in Fuentesnebro section (Burgos), modified from Armenteros (1986). The numerated levels of the sequence are explained in the text. See fig. 4 for location. Same key as in fig 8.

ráceas) que presentan variadas texturas edáficas (nodulización, ooidificación y brechificación) y sucesivas fases de interrupción (Armenteros, 1986). La secuencia muestra la progresiva instalación de una zona encharcada, con disminución del aporte terrígeno y formación de facies carbonatadas palustres (sensu Freytet, 1973). En ocasiones no llega a formarse encharcamiento, produciéndose un encostramiento sobre la llanura de inundación relacionado con el descenso del nivel freático.

Asociación fluvio-lacustre algal

Se observa sólo en el margen oriental de la Cuenca y en la de Almazán (Ordóñez y García del Cura, 1977; Armenteros, 1986), especialmente en la secuencia S-9. Está en relación con depresiones tectónicas periféricas, paralelas a la fosa axial, que se originan durante las etapas de fallamiento de ese margen. Estas depresiones recogen el agua saturada en carbonato de la red secundaria de canales (pequeños dispositivos aluviales) que drenaban los relieves carbonatados mesozoicos adyacentes. Esta asociación se liga a sistemas fluviales longitudinales, y aparece principalmente en

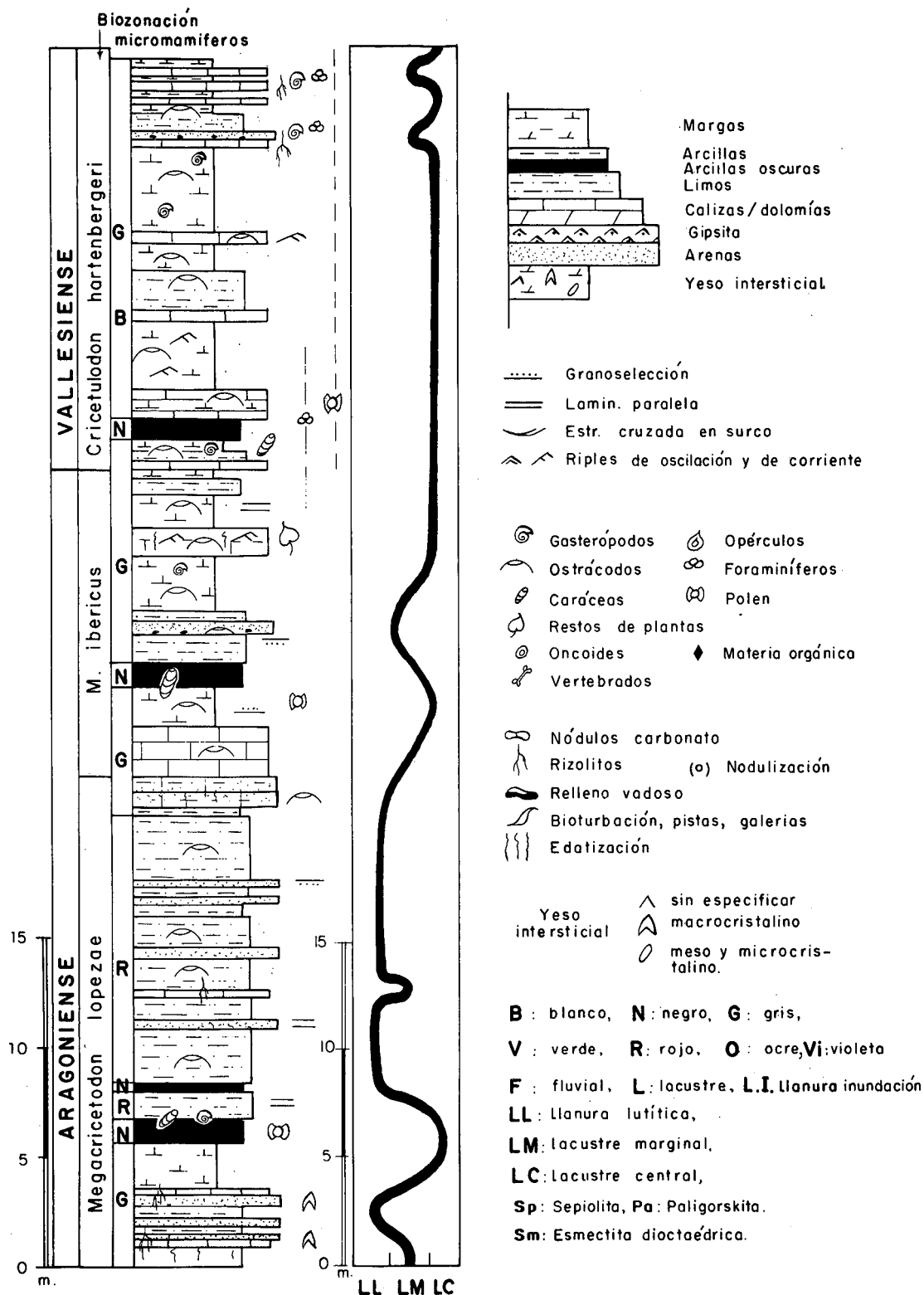


Figura 8.- Ejemplo de la transición entre la llanura lutítica (s.s.) y el sistema lacustre somero, correspondiente al ciclo Mioceno medio-Mioceno superior (S-8), en la sección de Torremormojón (Palencia), modificado de Corrochano *et al.* (1986), y Alvarez Sierra *et al.* (1988). Véase Fig. 4 para situación.

Figure 8.- Example of transition between the mud flat (s.s.) and the shallow lacustrine system, corresponding to middle Miocene-Upper Miocene cycle (S-8) in Torremormojón section (Palencia), modified from Corrochano *et al.* (1986) and Alvarez Sierra *et al.* (1988). See fig. 4 for situation.

las facies de cuenca que se interdigitan con las facies distales de los sistemas transversos de abanicos aluviales (Armenteros, 1986).

La secuencia de facies es granodecreciente; corresponde al relleno de canales excavados en lutitas o calizas, cuya relación anchura/profundidad varía entre 10/1 y 25/3, y a la progresiva instalación de zonas encharcadas (fig. 7). La secuencia ideal está formada por los siguientes términos: 1) superficie erosiva de fondo de canal con recubrimiento de cantos silíceos; 2) barras de oncoides con estratificación cruzada; 3) areniscas cuarcíticas con pequeñas estructuras oncoidales dispersas; 4) lutitas verdes o pardo-rojizas, con frecuentes nódulos de carbonato; y 5) calizas palustres, en las que, ocasionalmente, se han observado estructuras oncoidales cilíndricas. La dureza de las aguas que circulaba por los canales determinó la construcción de oncoides por algas cianofíceas, del grupo de las filamentosas, entorno a núcleos diversos (un clasto silíceo o carbonatado, una concha de molusco, un fragmento de estructura criptagal, etc.); sus formas globosas son variadas: esféricas, ovoidales, cilíndricas, en «biscuit». Puntualmente, se han observado estructuras estromatolíticas tabulares onduladas. La formación de los oncoides tuvo lugar dentro de los canales, durante etapas de estiaje, o en zonas marginales tranquilas y su transporte se realizó en momentos de máxima avenida hasta el lugar de depósito en otros puntos del canal. La secuencia registra el progresivo abandono del canal y el paso a la agradación sobre la llanura de inundación. Emplazamientos similares a estos han sido descritos por Freytet y Plaziat (1965) y Cabrera y Colombo (1986).

Llanuras lutíticas

Asociación de llanura lutítica (s. s.).

Este tipo de llanura lutítica se ha identificado en el techo de la S-7, Unidad de Dueñas (Portero *et al.*, 1983) y en el borde occidental del sistema lacustre de la Unidad de Cuestas (Corrochano *et al.*, 1986). Estas llanuras se desarrollan en las zonas transicionales entre los sistemas aluviales y lacustres lejos de la influencia de los canales y por lo tanto más ligadas a las condiciones lacustres. Es un subambiente que presenta periódicas inundaciones, fuertes oscilaciones del nivel freático y prolongados períodos de exposición subaérea. La facies principal es lutítica de color rojo, muy homogeneizada por marmorización y bioturbación; se han observado niveles intercalados de calizas con trazas radiculares y areniscas de potencia reducida, con base erosiva, intraclastos, laminación, microvertebrados, ostrácodos y gasterópodos (fig. 8). En ocasiones, todas estas facies poseen arcillas de transformación (esmectita dioctaédrica y paligorskita), yesos diagénéticos y margas con sepiolita.

Asociación de llanura lutítica salina

Estas llanuras, en el sentido de Hardie *et al.*, (1978), son, por un lado periféricas a los complejos lacustres carbonatados y evaporíticos del centro de la Depresión. También forman parte del sistema abanico-llanura salina-«playa lake» de pequeñas cuencas marginales, muy subsidentes y confinadas.

Un ejemplo del primer tipo se observa en la sección de Peñafiel (Armenteros, 1986), que pertenece a la secuencia S-8 (fig. 9A); representa el tránsito entre una red fluvial procedente del Este y las facies lacustres del centro de la Cuenca. La sucesión de facies es muy monótona y consta de una alternancia de arcillas y margas calcítico-dolomíticas de aspecto masivo, que tienen yeso intersticial, meso y macrocristalino, con diversos grados de concentración; la paligorskita domina la asociación de arcillas. Estos hechos sugieren un fuerte grado de confinamiento y largos períodos de emersión.

El ejemplo más representativo de la asociación evaporítica en cuencas marginales, pertenece a la S-8 (Fernández Macarro *et al.*, 1988; Bustillo *et al.*, 1989). La asociación sedimentaria original está constituida por margas, arcillas y calizas palustres, todas ellas se encuentran obliteradas por la formación de tres tipos de encostramientos: carbonático, silíceo y yesífero; este último en forma relicta. La sílice se produce cuando la calcita reemplaza los minerales de arcilla en zonas sometidas a exposición (Bustillo *et al.*, 1989). En un primer estadio esta sílice conduce a que las arcillas detríticas pasen a otras neoformadas (sepiolita, paligorskita y esmectita). Posteriormente la sílice rellena cavidades y reemplaza costras de yeso y caliches, formando nódulos en medio vadoso. Este conjunto de facies sedimentarias y de rasgos diagénéticos corresponden a llanuras lutíticas salinas en zonas de coalescencia de abanicos aluviales, sobre las cuales se instalaron encharcamientos efímeros, donde prosperaban gasterópodos, ostrácodos y caráceas.

Zonas lacustres marginales

Asociación deltaica

Depósitos deltaicos en el Neógeno de la Cuenca del Duero han sido descritos por Mediavilla y Dabrio (1986) y Sánchez Benavides *et al.*, (1988). El ejemplo que aquí se describe pertenece a la secuencia S-8 y está relacionado con un red fluvial que procede del O-NO.

A escala regional, esta asociación, forma cuerpos lenticulares (fig. 10), compuestos en su interior por secuencias de trazado granocreciente de escaso espesor que tienen carbonatos en la base y terrígenos en el techo (fig. 11), indicando la progradación de pequeños

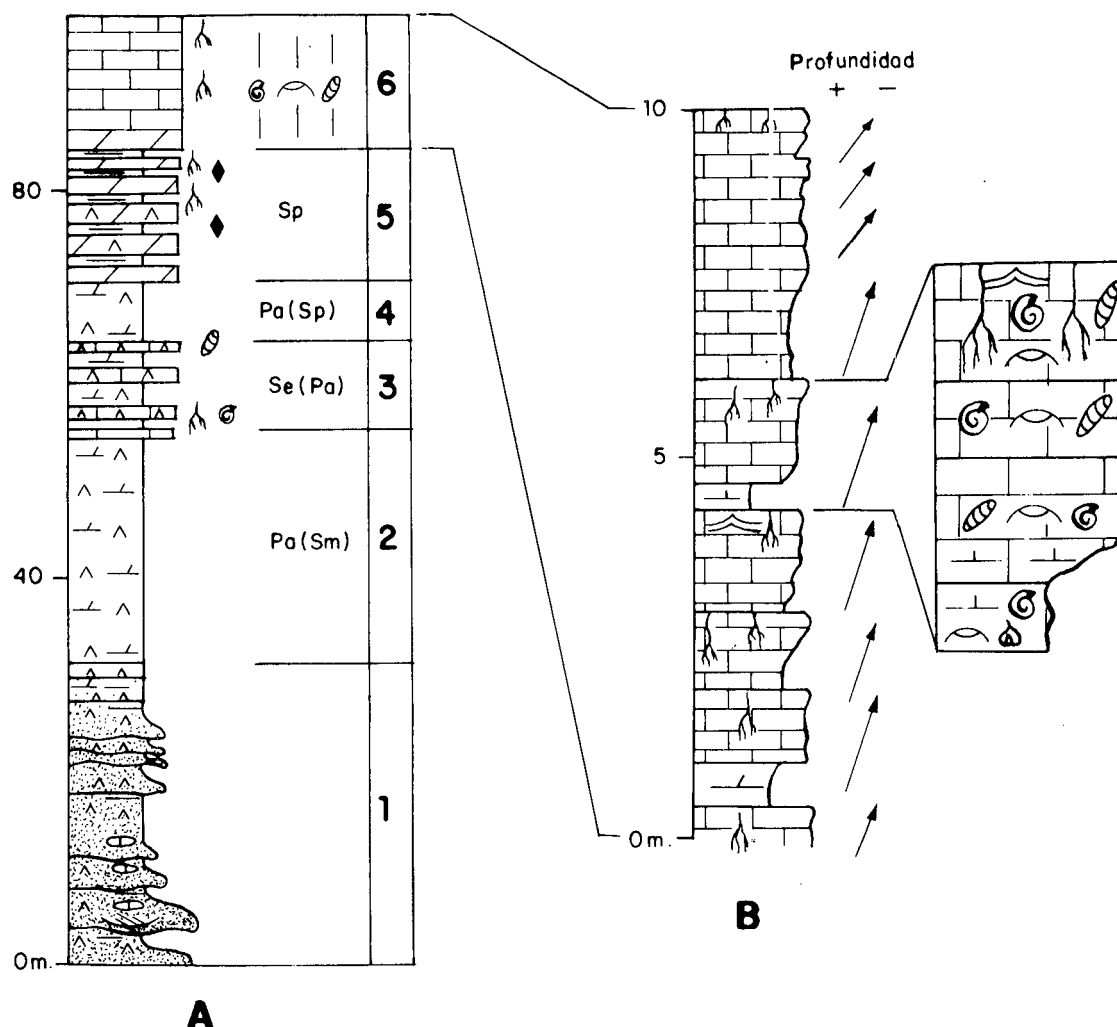


Figura 9.- A: Sección de Peñafiel (Valladolid), correspondiente al ciclo Mioceno medio-Mioceno superior (S-8). Muestra el tránsito entre (1) facies de llanura de inundación distal con yeso intersticial y (2) facies de llanura lutítica salina con yeso exclusivamente intersticial. Por encima: (3) tramo lacustre somero carbonatado-evaporítico, (4) semejante al tramo 2, (5) semejante al tramo 3, aunque presenta niveles de arcillas sapropélicas sepiolíticas y (6) lacustre somero carbonatado. B: Detalle de la asociación lacustre carbonatada somera del tramo 6. Véase fig. 4 para situación. Leyenda como en fig. 8.

Figure 9.- A: Peñafiel section (Valladolid) corresponding to the Middle Miocene-Upper Miocene cycle (S-8). This section shows the transition between (1) distal flood plain facies with interstitial gypsum and (2) saline mud flat facies with exclusively interstitial gypsum. Above: (3) a shallow carbonatic-evaporitic deposits, (4) similar to 2, (5) similar to 3 but showing levels of sepiolitic sapropelic clays and (6) carbonatic shallow lacustrine deposits. B: Detail of shallow carbonatic lacustrine association in level 6. See fig. 4 for location. Same key as in fig. 8.

lóbulo deltaico. Las facies lacustres más internas son margas con gasterópodos, ostrácodos, foraminíferos y girogonitos de caráceas. Las arcillas que siguen en la secuencia, corresponden al prodelta. El frente deltaico está caracterizado por limolitas con gradación negativa que reflejan la construcción de pequeñas barras de desembocadura. A techo de las limolitas se encuentran canales distribuidores de areniscas con estratificación cruzada en surco y restos de micromamíferos. Por último, se encuentran arcillas arenosas negras con restos de vegetales, micromamíferos, peces, reptiles, ostrácodos y girogonitos de caráceas que correspon-

den a zonas pantanosas de la llanura deltaica. Todas las facies, incluidas las margas, presentan rasgos edáficos, lo que es un índice de la escasa profundidad del lago.

Las bahías entre distributarios (figs. 10 y 11), están representadas por facies oscuras organógenas (margas y lutitas) con numerosos restos fósiles (gasterópodos, ostrácodos, fragmentos de vegetales), que alternan con calizas blanco-grisáceas (calcilimolitas y calcarenitas) de origen bioclástico. La secuencia más característica está constituida por: 1) calcarenitas/calcilutitas que pueden presentar laminación de ripples, 2) margas

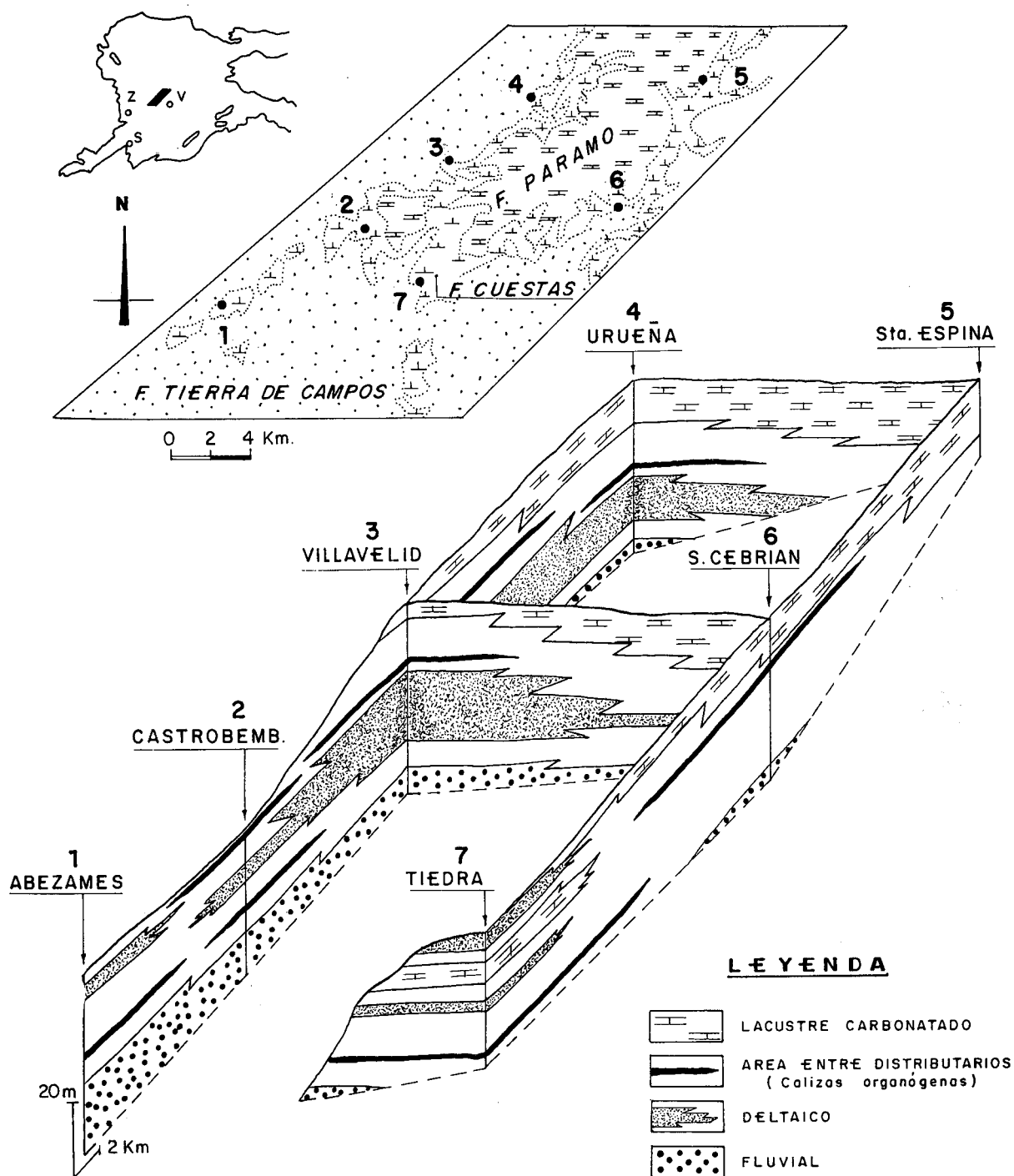


Figura 10.- Esquema de correlación que muestra la geometría y dimensiones de los depósitos deltaicos (Valladolid-Zamora). Ciclo Mioceno medio-Mioceno superior (S-8). Véase detalle secuencial en fig 11.

Figure 10.- Correlation scheme showing the geometry and dimensions of the deltaic deposits (Valladolid-Zamora). Middle Miocene-Upper Miocene cycle (S-8). Note sequential detail in fig. 11.

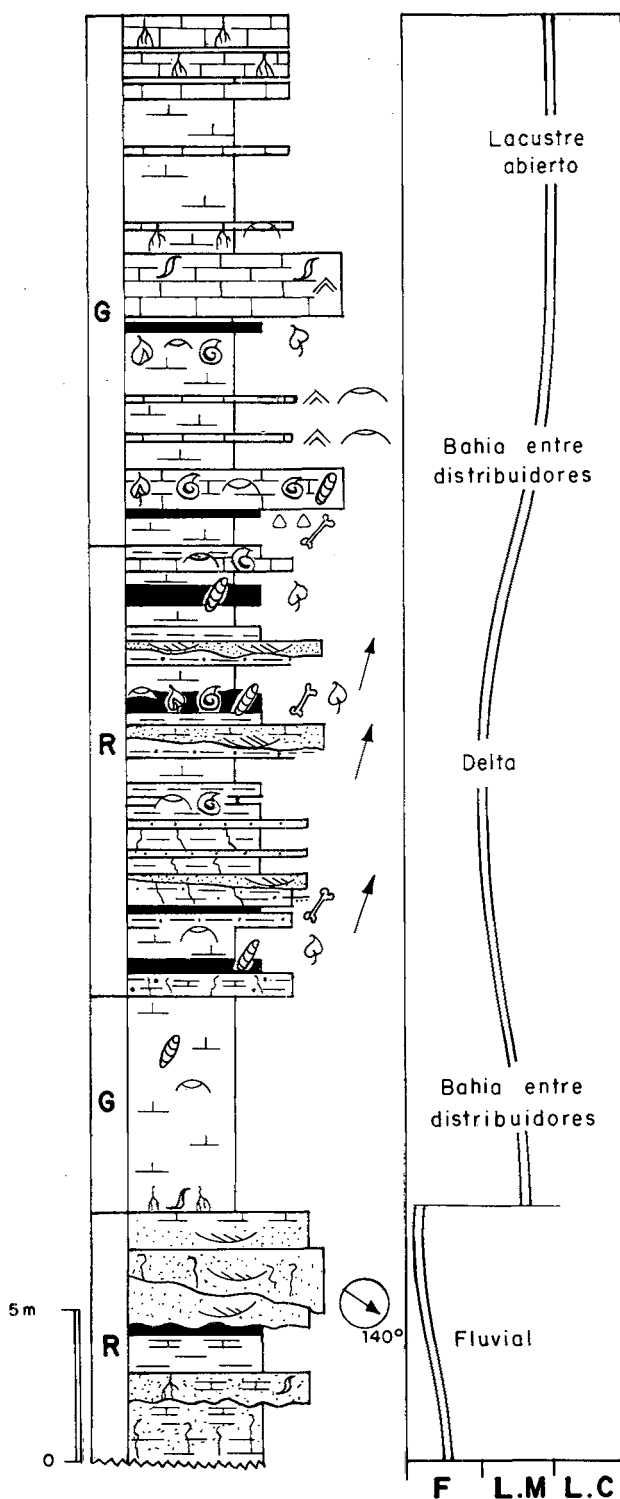


Figura 11.- Asociación deltaica: Sección de Villavelid (Valladolid). Ciclo Mioceno medio-Mioceno superior (S-8). Véase situación en figs. 4 y 10. Leyenda como Fig. 8.

Figure 11.- Deltaic association: Villavelid section (Valladolid). Middle Miocene-Upper Miocene cycle (S-8). See figs. 4 and 10 for situation. Same key as in fig. 8.

oscuras y 3) lutitas organógenas negras. Se aprecia una progresiva disminución del contenido en carbonato, que llega a desaparecer, así como la aparición de esmectitas y rasgos de exposición en los dos términos superiores. Esta sucesión representa el tránsito entre una sedimentación lacustre de aguas alcalinas y otra de carácter pantanoso debido a la progresiva colmatación y eutrofización del sistema.

Asociación de calizas y margas

Se sitúa en las áreas lacustres relacionadas con los aparatos deltaicos, pero alejadas del influjo siliciclástico más grueso (fig. 11); también están ligadas a la asociación evaporítica central. Las facies más internas son margas con idénticas características que las descritas en la asociación deltaica y las litorales son calcarenitas y calcilutitas constituidas por fragmentos bioclásticos que pueden llegar a presentar gradaciones y laminaciones de ripples. Estas secuencias de somerización también pueden presentar rasgos de exposición (trazas de raíces, dolomitización y formación de yeso intersticial).

Zonas lacustres internas someras

Asociación de carbonatos

Es eminentemente caliza y ocupa posiciones de centro de cuenca siendo representativa del techo de las secuencias S-8 y S-9. Produce una monótona sucesión de facies formada por margo-calizas con abundantes restos fósiles (gasterópodos, ostrácodos, girogonitos y talos de caráceas así como restos de algas filamentosas) que apenas presentan cementación; le siguen calizas compactas más pobres en restos fósiles y con rasgos de exposición (fig. 9B). La secuencia representa una típica evolución de somerización y/o progradación de zonas palustres (sensu Freytet, 1973), sobre facies de centro de lago. En cualquier caso, éste tiene una escasa profundidad y está sometido a bruscos cambios de extensión en función del balance hídrico.

Asociación evaporítica

Se sitúa por lo general en las zonas centrales de la Depresión y constituye en espesor gran parte de la Unidad Cuestas (S-8). La asociación de facies más común (figs. 12 y 13), está constituida por: 1) margas calcítico-dolomíticas, con restos fósiles dispersos (caráceas, ostrácodos, foraminíferos y gasterópodos); contienen yesos intersticiales de diversas formas, tamaños, grados de concentración y disposición, los cuales se incluyen dentro de las «facies lenticulares de crecimiento intersticial» (Ortí, 1988); el espesor de esta facies varía desde pocos decímetros a varios metros. 2) Gipsitas y gipsitas clásticas (Caldwell, 1976) en niveles de espesores

centimétricos a métricos; ambas están formadas básicamente por cristales de yeso lenticular con contornos pseudohexagonales; las primeras son masivas y las segundas pueden tener laminación paralela (a veces finamente crenulada), ripples y estratificación cruzada en surco. 3) Calizas margosas bioclásticas, siempre subordinadas dentro de la asociación. Entre las arcillas neoformadas se observa la presencia de esmectita y sepiolita (a veces paligorskita) sin que pueda precisarse una relación entre la proporción de éstas y las facies descritas; sí se aprecia en cambio una importante proporción del conjunto detrítico arcilloso (illita, caolinita...), lo que sugiere un bajo grado de reactividad en el medio (Armenteros *et al.*, 1989 b).

La facies 1 representa el depósito de lagos carbonatados someros oligotróficos que periódicamente sufrían fuertes reducciones areales ocasionando la exposición de los fangos lacustres y la formación de yeso intersticial a partir del agua de salmuera subterránea. La facies 2 laminada puede tener dos orígenes: a) retrabajamiento por olas y corrientes en zonas marginales del lago; b) precipitación de yeso dentro de mallas algales, de forma análoga a los ejemplos fósiles descritos por Shearman (1978) y Truc (1980). La precipitación directa sobre el fondo lacustre no parece ser un proceso generalizado dentro de la Cuenca. Las facies 2 masivas presentan dos orígenes no siempre fáciles de diferenciar: a) formación de costras subsuperficiales de yeso a partir de la alta concentración de las aguas de poro en las proximidades de superficie (Watson, 1983); b) precipitación directa sobre fondo lacustre (Bustillo y Díaz Molina, 1980, Mediavilla, 1986-87 y Ortí, 1988). La facies 3 ya ha sido interpretada en la asociación anterior como el resultado de la sedimentación en lagos carbonatados someros. Las secuencias más características (fig. 13) muestran el predominio de las facies 1 y 2 arriba descritas.

Este tipo de asociación corresponde a lagos salinos someros, de centro de cuenca que sufren caídas periódicas del nivel del agua, dejando extensas superficies expuestas. Durante los estadios más bajos tiene lugar la formación de yeso, tanto intersticial (nivel freático subterráneo) como aquel precipitado bajo lámina de agua sobre el fondo de las zonas encharcadas residuales. La exposición de amplias zonas lacustres y su erosión por nuevos aflujos de agua a la cuenca, provocaría la removilización de posibles costras evaporíticas (formadas en las zonas marginales) y el precipitado lenticular cristalino depositado sobre el fondo, resediéndolo en zonas más deprimidas; en relación con estos hechos estaría la formación de yeso detrítico. La alternancia de niveles centimétricos de yeso con laminación de ripples y margas con yeso intersticial, observada en otras zonas de la cuenca, registraría la alternancia de fases concentradas y diluidas en los sistemas lacustres salinos.

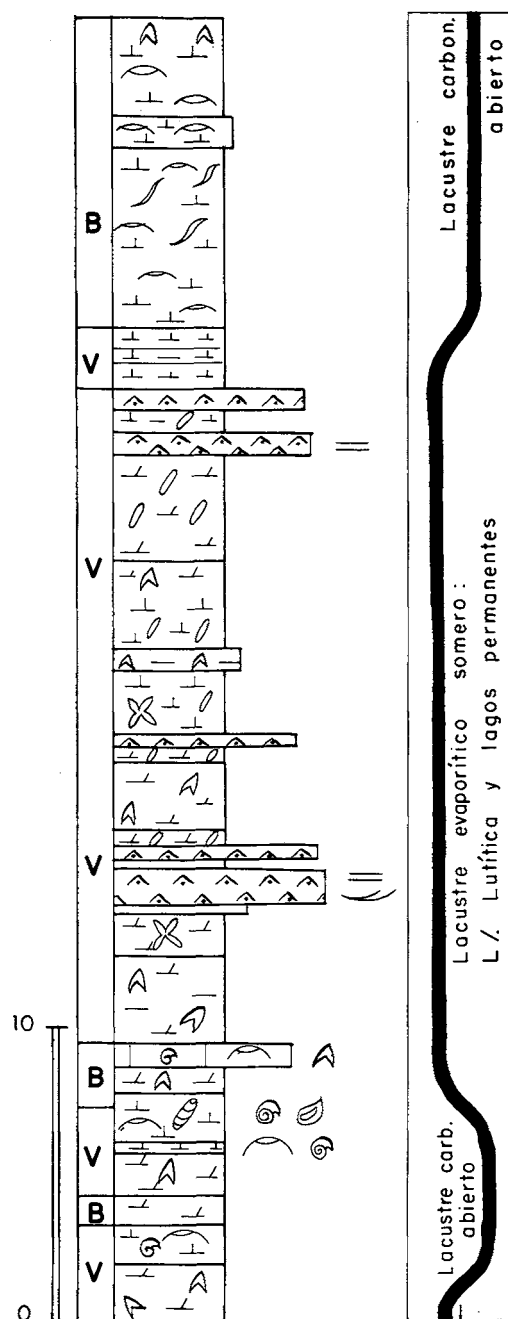


Figura 12.- Sección estratigráfica de Sardón de Duero (Valladolid), representativa de la asociación evaporítica en el ciclo Mioceno medio-Mioceno superior (S-8). Véase situación en fig. 4. Leyenda como en la fig. 8.

Figure 12.- Stratigraphic section of Sardón de Duero (Valladolid), representative of the evaporitic association in the Middle Miocene-Upper Miocene cycle (S-8). See fig. 4 for situation.

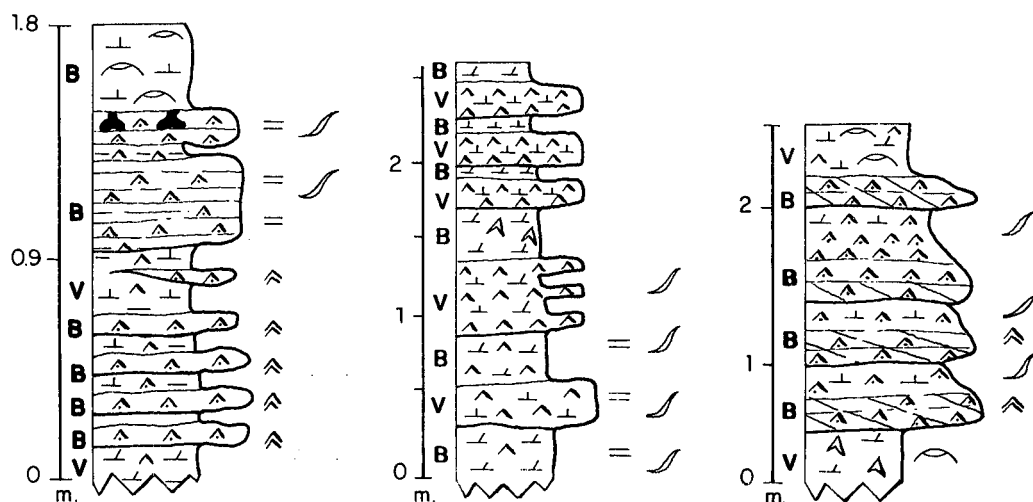


Figura 13.- Secuencias evaporíticas más representativas de la secuencia S-8. Leyenda como en la fig.8

Figure 13.- The most representative evaporitic sequences from south central area of the Duero Basin (S-8). Same key as in fig. 8.

EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

Parte de la evolución paleogeográfica del Terciario de la Depresión del Duero está esquematizada en la fig. 14. La evolución lacustre está en estrecha relación con los sistemas aluviales que alimentaban la cuenca y la propia dinámica de ésta. En la mitad occidental, tanto para el Paleógeno como para el Neógeno, los lagos estuvieron muy influenciados por los aportes aluviales, desarrollando facies marginales siliciclásticas, mientras que en la oriental predominó la sedimentación carbonatada. Durante el ciclo Eoceno-Mioceno inferior la sedimentación lacustre estuvo estrechamente relacionada con la zona más subsidente que bordeaba la cordillera Ibérica (eje Burgos-Baltanás-Aranda y extremo suroccidental de la cuenca de Almazán), debido en parte a la mayor movilidad tectónica de este borde. Durante el ciclo Mioceno medio-Mioceno superior cabe advertir un desplazamiento hacia el Oeste en torno a los mismos depocentros, así como una más amplia extensión de las áreas lacustres, a consecuencia de la pérdida de diferenciación entre las diferentes fosas existentes hasta entonces. De cualquier modo, lo más significativo de los sistemas lacustres es su permanencia junto al margen oriental de la cuenca desde el Paleógeno hasta el Neógeno.

Los depósitos del ciclo Eoceno- Mioceno inferior en la región occidental representan la progradación de abanicos aluviales, enraizados en el margen occidental, sobre los sistemas fluviales principales. El drenaje de estos últimos muestra direcciones de paleocorrientes hacia el NE, claramente influenciadas por las direcciones de fracturación tardihercénicas. El único siste-

ma lacustre de este ciclo identificado en esta región está situado en la base de éste, emplazado entre dos sistemas de abanicos aluviales (fig. 14A). Está caracterizado por secuencias deltaicas que finalizan en carbonatos someros. En este mismo ciclo, la cuenca de Almazán muestra el desarrollo de sistemas lacustres en todas las secuencias (S-2 a S-5), mostrando la S-3 (durante el Eoceno superior) la mayor potencia de sedimentos lacustres. La sedimentación lacustre es carbonatada y en general está dominada por facies marginales palustres. Menos importantes son: 1) las facies lacustres permanentes (margas y biomicritas); 2) las facies lignitíferas de carácter pantanoso, situadas hacia la base de S-3 y estrechamente ligadas a las anteriores; y 3) las facies de lagos y llanuras salinas, formadas por yesos, margas y arcillas yesíferas y carbonatos travertínicos, que se sitúan en la parte superior de la S-3. Los medios lacustres se localizaron en una zona muy subsidente en relación con las llanuras aluviales de dos sistemas aluviales. El primero de éstos lo constituían abanicos aluviales enraizados en la cordillera Ibérica, que durante este ciclo experimentó un levantamiento gradual, como lo atestigua la presencia de discordancias sintectónicas. El otro sistema constituía la arteria fluvial longitudinal que discurría hacia el S-SSO, colectando los aportes del sistema anterior de abanicos aluviales procedentes del NE. Como puede deducirse de la observación de la fig. 3 se aprecia un progresivo desplazamiento de los depocentros lacustres en el tiempo hacia el Sur. El emplazamiento de éstos se localizaba en relación con las llanuras de inundación distales del sistema fluvial, bordeando las llanuras lutíticas del sistema transversal de abanicos aluviales.

El modelo paleogeográfico durante el ciclo Mioce-
no medio-Mioceno superior (fig.14 B,C y D) consti-
tuye un dispositivo sedimentario complejo de carácter
centrípeto con un cinturón marginal de abanicos alu-
viales y medios lacustres en las zonas internas de la
cuenca. Dentro de este ciclo se distinguen tres siste-
mas lacustres con los cuales terminan las secuencias
correspondientes, S-7, S-8 y S-9. El primero, que
comienza en la base del Aragoniense superior, está

constituido por facies lacustres (calizas, margas y
arcillas, a veces acompañadas por la presencia de yeso
intersticial); éstas representan la sedimentación en
lagos someros localizados en las llanuras lutíticas que
ocupaban el centro de la Cuenca, en relación con las
orlas aluviales. A juzgar por las características sedi-
mentológicas y la asociación de arcillas (Armenteros
et al., 1989b), los lagos presentaban un carácter abierto
con ligera tendencia al confinamiento en algunos momentos.

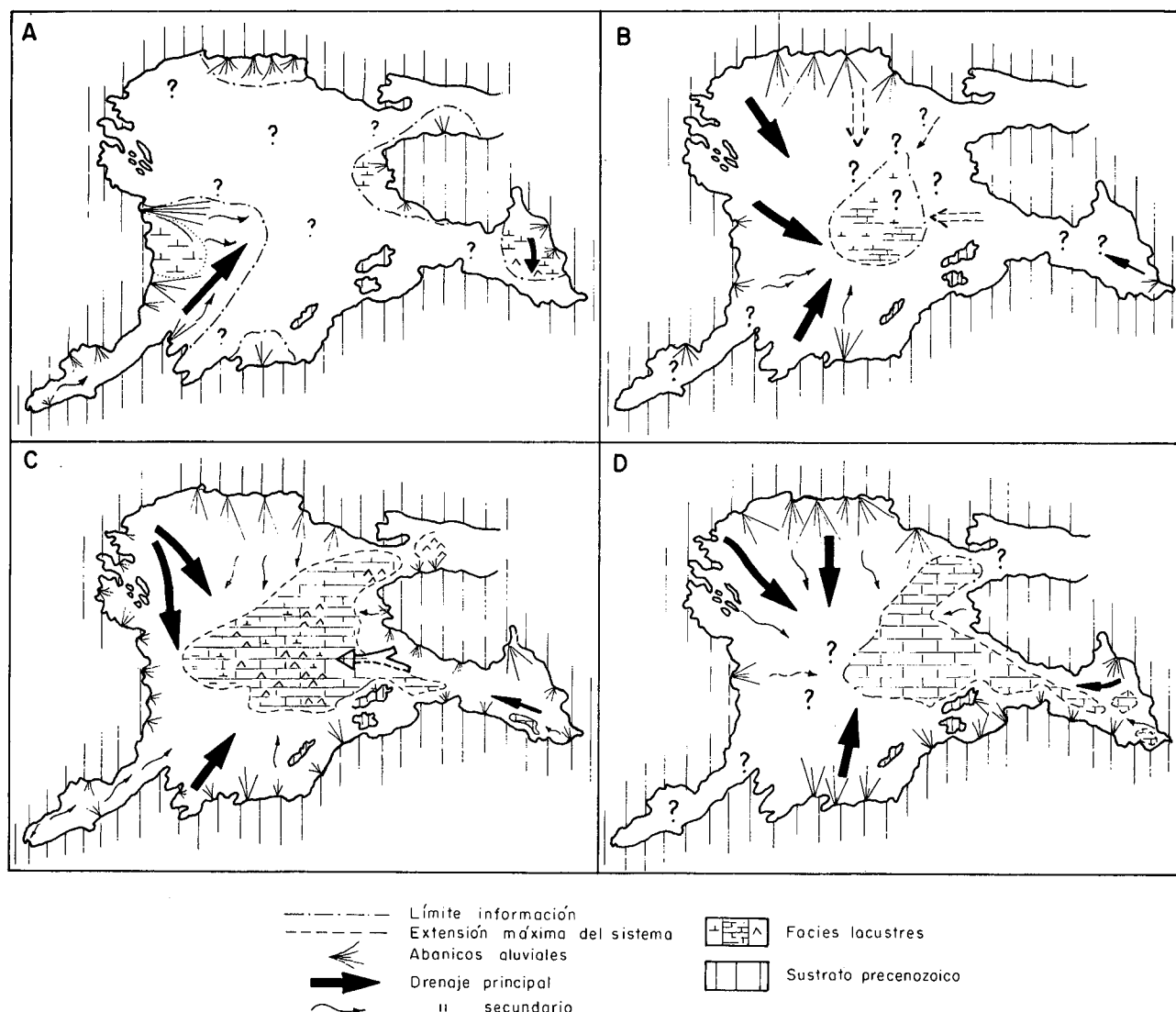


Figura 14.- Evolución paleogeográfica del Terciario de la Cuenca del Duero. A: ciclo Eoceno-Mioceno inferior. B: parte superior de la secuencia S-7. C: secuencia S-8. D: secuencia S-9; B, C y D corresponden al ciclo Mioceno medio-Mioceno superior. Obsérvese la progresiva expansión de los sistemas lacustres hacia el techo del último ciclo (c.f. fig. 4).

Figure 14.- Tertiary paleogeographic evolution of the Duero Basin. A: Eocene-Lower Miocene cycle. B: upper part of sequence S-7. C: Sequence S-8. D: Sequence S-9; B, C and D correspond to the Middle Miocene-Upper Miocene cycle. Note progressive expansion of the lacustrine systems towards the top of the later cycle (c.f. fig. 4).

El segundo sistema lacustre (S-8), que abarca el Aragoniense superior y el Vallesiense inferior, es el más complejo. De muro a techo representa el paso de sistemas fluvio-lacustres, con desarrollo de asociaciones deltaicas, a medios lacustres carbonatados abiertos, que progresivamente dan paso a los sistemas lacustres salinos, representados por una sedimentación de llanura lutítica salina, que rodea una zona central con presencia de zonas lacustres salinas, someras y permanentes. Es característico el desarrollo de un cinturón dolomítico en torno a las áreas dominadas por facies yesíferas (Ordoñez *et al.*, 1980). Los principales depocentros con acumulación de yeso se sitúan en torno al eje Burgos-Valladolid-Aranda de Duero. A continuación y hasta la finalización del ciclo se instala una sedimentación lacustre carbonatada somera que representa un cambio hacia condiciones climáticas menos cálidas (López Martínez *et al.*, 1985), junto a otros controles como: tipo de aportes (posible disminución de los aportes salinos desde las áreas madres mesozoicas), mayor apertura del sistema y descenso del tectonicismo. La secuencia S-9 se inicia con una reactivación de los bordes; en los lagos la sedimentación estuvo dominada por asociaciones fluvio-lacustres, una de ellas algal, en amplias zonas marginales de la cuenca y por asociaciones carbonatadas someras en las zonas centrales. La distribución de los dominios lacustres no es muy diferente a aquella de la secuencia anterior.

CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES

La Cuenca terciaria del Duero tiene una configuración que es el resultado del control estructural ejercido por la reactivación de fallas tardihercínicas durante diversas fases del ciclo Alpino. La distribución espacio-temporal de los litosomas lacustres terciarios es reflejo de la subsidencia diferencial en la cuenca. Los factores climáticos han ejercido también una influencia importante, no sólo por el cambio latitudinal experimentado por la Península Ibérica a lo largo del Terciario, sino por vicisitudes climáticas de índole más local.

A lo largo del ciclo Eoceno-Mioceno inferior se reconoce una sedimentación lacustre carbonatada de medios someros con márgenes fluctuantes, que ocupaba zonas adyacentes al Sistema Ibérico. En algunos momentos (techo de la S-3) se alcanzó un marcado confinamiento, llegando a establecerse una sedimentación evaporítica.

Durante el ciclo Mioceno medio-Mioceno superior, el registro lacustre aparece más o menos centralizado de acuerdo a la actual configuración de la cuenca, observándose una estrecha coincidencia con

el surco de máxima acumulación de sedimentos terciarios (Fig. 1B). Cabe reconocer en el registro tres episodios lacustres mayores que se integran en las secuencias S-7, 8 y 9. De ellos el segundo (S-8) representa el mayor grado de confinamiento en la cuenca y el techo de éste y el de la S-9 reflejan la máxima expansión de lagos de naturaleza muy semejante: carbonatados someros con marcadas fluctuaciones de nivel. Una especial conjunción climático-tectónica (disminución de la temperatura y disminución de los aportes terrígenos) fue la responsable de ambos episodios.

La naturaleza de las áreas madres que enmarcaban la cuenca ha influenciado así mismo, junto con las variables anteriores, el reparto de facies lacustres. Así, en toda la orla lacustre occidental al menos, cabe reconocer facies que reflejan un aporte siliciclástico (abundancia de facies margoso-arcillosas); en la orla oriental, en cambio, es bien significativo el aporte proveniente de las áreas carbonatadas del Sistema Ibérico. A su vez, esta diferenciación es probable que estuviese reforzada por una pluviometría más abundante en el sector Oeste, hecho perceptible en el Neógeno. También influyó la compartimentación de la cuenca que originó situaciones de confinamiento con formación de cuencas marginales evaporíticas. Ambos efectos darían cuenta del mayor desarrollo de encostramientos y de la presencia de evaporitas en el sector centro-oriental de la cuenca. Estos controles condicionaron los modelos de distribución de terrígenos en los cinturones aluviales periféricos: medios fluvio-deltaicos en toda la orla lacustre occidental y escaso desarrollo de éstos en la oriental.

La comparación de la sedimentación lacustre del Terciario del Duero con la de otras cuencas: asociaciones de facies carbonatadas aluvial-lacustres de edad eocena en la Cuenca de Tremp-Graus (Nickel, 1982), sistema lacustre carbonatado oligo-mioceno de Los Monegros (Cabrera *et al.*, 1985), asociaciones de facies carbonatadas paleógenas de la Cuenca del Tajo (Arribas, 1986), asociación de carbonatos lacustres con facies aluviales distales de edad berriasiense en la Cuenca de Cameros (Platt, 1989) y sistema lacustre aragoniense de la Cuenca de Madrid (Calvo Sorando *et al.*, 1989), conlleva la subdivisión e integración de los depósitos lacustres en cuatro grupos de asociaciones de facies: 1) Orlas fluvio-lacustres. 2) Llanuras lutíticas (s.s.) transicionales entre los sistemas aluviales y lacustres y llanuras lutíticas salinas tanto de cuencas periféricas como de centro de cuenca. 3) Zonas lacustres marginales, integradas por una asociación deltaica y otra calizo-margosa, ambas bien desarrolladas en la mitad centro-occidental de la cuenca neógena y estrechamente ligadas a la orla lacustre marginal occidental. 4) Zonas lacustres someras internas, en las que se diferencian asociaciones carbonatadas y evaporíticas;

la primera asociación incluye secuencias calizas y (o) calizo-dolomíticas de somerización que se sitúan a techo de las secuencias neógenas S-8 y S-9; la segunda está caracterizada por diferentes facies de yeso que corresponden a ambientes lacustres someros relativamente confinados, presentes a techo de la S-3 y frecuentes durante el depósito de la S-8 (aproximadamente en el Aragoniense superior) en el sector central de la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a L. Cabrera Pérez y J. P. Calvo Sorando por sus críticas constructivas y las mejoras introducidas en el manuscrito original, y a I. Romero Beato su paciente labor de delineación. Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el Proyecto N° 0915/89 del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación de la Junta de Castilla y León.

BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E., DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A., 1976: Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trab. Neóg. Cuat.*, 5: 7-29.
- ALONSO GAVILÁN, G., 1981: *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde SO de la Cuenca del Duero* (prov. de Salamanca). Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 435 p. Inédito.
- ALONSO GAVILÁN, G. y POLO, M. A., 1986-1987: Evolución tectosedimentaria oligo-miocénica del SO de la fosa de Ciudad Rodrigo. Salamanca. In: P. Anadón, L. Cabrera y J. de Porta, eds. *Comunicaciones del XI Congreso Español de Sedimentología. Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 419-426.
- ÁLVAREZ SIERRA, M. A., 1986: *Estudio sistemático y bioestratigráfico de los Eomyidae (Rodentia, Mammalia) del Oligoceno Superior y Mioceno Inferior español*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid. 346 p. Inédito.
- ÁLVAREZ SIERRA, M. A., CIVIS, J., CORROCHANO, A., DAAMS, R., DABRIO, C. J., GARCÍA MORENO, E., GONZÁLEZ, A., LÓPEZ MARTÍNEZ, N., MEDIAVILLA, R., RIVAS CARBALLO, R. y VALLE, M. F., 1988: Un estratotipo del límite Aragoniense-Vallesiense (Mioceno medio-M. superior) en la sección de Torremormojón (Cuenca del Duero, prov. de Palencia). *IV Jornadas de Paleontología, Guía de campo*: 2-15.
- ÁLVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R., 1979: Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 172-177.
- ARMENTEROS, I., 1986: Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroccidental de la Depresión del Duero. *Ediciones Diputación de Salamanca. Serie Castilla y León*, n° 1: 471 p.
- ARMENTEROS, I., 1989: Alteración del sustrato y encostramientos carbonáticos ligados a la discontinuidad Cretácico-Terciaria en el borde Este del Sistema Ibérico Central (España). *Stu. Geol. Salmanticensis*, vol. esp., 5: 13-54.
- ARMENTEROS, I. y ALONSO GAVILÁN, G., 1984: Génesis y evolución de los caliches miocenos de la depresión del Duero. *Estudios Geol.*, 40: 153-164.
- ARMENTEROS, I., DABRIO, J. C., GUIADO, R. y SÁNCHEZ DE VEGA, A., 1989a: Megasecuencias sedimentarias del Terciario del borde oriental de la Cuenca de Almazán (Soria-Zaragoza). *Stu. Geol. Salmanticensis*, vol. esp., 5: 107-127.
- ARMENTEROS, I., ACOSTA, J. M. y BLANCO, J. A., 1989b: Sedimentología y mineralogía de las facies fluvio-lacustres miocenas en el sector central de la Depresión del Duero (Este de Valladolid). *XII Congr. Esp. Sedim., Comunicaciones*: 11-14.
- ARRIBAS, M. E., 1986: Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector N de la cuenca terciaria del Tajo (provincia de Guadalajara). *Cuad. Geol. Ibérica*, 10: 295-334.
- BLANCO, J. A., CORROCHANO, A., MONTIGNY, R. y THUIZAT, R., 1982: Sur l'âge du début de la sédimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution au Paléocène par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 295: 259-262.
- BUSTILLO, M. A., ARMENTEROS, I. y BLANCO, J. A., 1989: Encadenamiento de encostramientos superficiales (gypcretas, calcretas y silcretas) en secuencias miocenas de la Depresión Sepúlveda-Ayllón (Cuenca del Duero). *XII Congr. Esp. Sedim., Comunicaciones*: 233-236.
- BUSTILLO, M. A. y DÍAZ MOLINA, M., 1980: Sílex «tóbáceos» en el Mioceno inferior continental (provincia de Cuenca). Un ejemplo de silicificaciones de paleosuelos en ambiente de lagoplaya. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 78: 227-241.
- CABRERA, L. y COLOMBO, F., 1986: Las secuencias de abanicos aluviales paleógenos del Monsant y su tránsito a sucesiones lacustres someras (sistemas de Scala Dei y de los Monegros, sector SE de la Cuenca del Ebro). In: P. Anadón y L. Cabrera, eds. *XI Congr. Esp. Sedim., Guía de Excursiones*, 54 p.
- CABRERA, L., COLOMBO, F. y ROBLES, S., 1985: Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene Marginal Alluvial Systems of the SE Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. In: M. D. Milá y J. Rosell, eds. *6th Europ. Reg. Mtg. Sediment., Excursion Guidebook*: 395-492.
- CABRERA, L. y SAEZ, A., 1987: Coal deposition in closed, shallow lacustrine systems: The Calaf and Mequinenza coal-bearing sequences (Oligocene, eastern Ebro Basin, NE Spain). In: A. Scott, ed. *Coal and Coal-bearing Strata. Spec. Publ. Jour. Geol. Soc. London*, 144: 451-461.
- CALDWELL, R. H., 1976: *Holocene gypsum deposits of the Bullara Sunklan, Carnarvon Basin, Western Australia*. (Unpub. Ph D. Thesis) Univ. of West. Australia, 123 p.
- CALVO SORANDO, J. P., ALONSO ZARZA, A. M. y GARCÍA DEL CURA, M. A., 1989: Models of miocene marginal lacustrine sedimentation in response to varied depositional regimes and source areas in the Madrid Basin (central Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 70: 199-214.
- CORROCHANO, A., 1977: *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 336 p. Inédito.
- CORROCHANO, A., 1980: Los sistemas de abanicos aluviales del Paleógeno de Zamora. *IX Congr. Nac. Sedim., Guía de Sesiones de Campo*: 48-77.
- CORROCHANO, A., 1982: El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 6 (2): 687-697.
- CORROCHANO, A. y QUIROGA, S. L., 1974: La discordancia Paleozoico-Terciaria al SO de Zamora. *Stu. Geol. Salmanticensis*, 7: 123-130.
- CORROCHANO, A. y CARBALLEIRA, J., 1983: Las depresiones del borde suroccidental de la Cuenca del Duero. In: *Geología de España*, Inst. Geol. Min. España, T. 2: 513-521.
- CORROCHANO, A., CARBALLEIRA, J., POL, C. y CORRALES, I., 1983: Los sistemas deposicionales terciarios de la Depresión Peñaranda-Alba y sus relaciones con la fracturación. *Stu. Geol. Salmanticensis*, 19: 187-199.

- CORROCHANO, A., FERNÁNDEZ MACARRO, B., RECIO, C., BLANCO, J.A. y VALLADARES, I., 1986: Modelo sedimentario de los lagos neógenos de la Cuenca del Duero. Sector Occidental. *Stu. Geol. Salmantica*, 22: 93-110.
- CORROCHANO, A. y PENA DOS REIS, R., 1986: Analogías y diferencias en la evolución sedimentaria de las Cuencas del Duero, Occidental Portuguesa y Lousa (Península Ibérica). *Stu. Geol. Salmantica*, 22: 309-326.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, P., MAS, R., RODAS, M., LUQUE DEL VILLAR, F.J. y GARZÓN, M.G., 1989: Los depósitos aluviales del Paleógeno basal en el sector suroriental de la cuenca del Duero (provincia de Segovia): Evolución y minerales de la arcilla característicos. *Estudios Geol.*, 45: 27-44.
- FERNÁNDEZ MACARRO, B., ARMENTEROS, I. y BLANCO, J.A., 1988: Procesos de alteración y paleosuelos ligados a la sedimentación miocena del NE de Segovia, Depresión del Duero. *Acta Geol. Hisp.*, 23: 269-281.
- FLOQUET, M. y MELÉNDEZ, A., 1982: Características sedimentarias y paleogeográficas de la regresión finicretácica en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Iberica*, 8: 237-257.
- FREYET, P., 1973: Petrography and paleoenvironment of continental carbonate deposition with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc. *Sedim. Geol.*, 10: 25-60.
- FREYET, P. y PLAZIAT, J. C., 1965: Importance des constructions algaires due á des Cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Eocène de Languedoc. *Bull. Soc. Géol. France*, 7 (7): 679-694.
- FREYET, P. y PLAZIAT, J. C., 1982: Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis-Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern of France. *Contrib. Sediment.* 12, 213 p.
- FRIEND, P. F. y MOODY STUART, M., 1970: Carbonate deposition on the river floodplains of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen. *Geol. Mag.*, 107, 3: 181-195.
- GARCÍA ABBAD, F.J. y REY SALGADO, J., 1973: Cartografía del Cuaternario y Terciario de Valladolid. *Bol. Geol. Min.*, 84(4): 213-227.
- GARCÍA DEL CURA, M. A., 1974: Estudios sedimentológicos de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geol.*, 30: 579-597.
- GARCÍA RAMOS, J. C., COLMENERO, J. R., MANJÓN, M. y VARGAS, I., 1982: Modelo de sedimentación en los abanicos aluviales de clastos carbonatados del borde N. de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 6 (1): 275-289.
- GUISADO, R., ARMENTEROS, I. y DABRIO, C.J., 1988: Sedimentación continental Paleógena entre Almazul y Deza (Cuenca de Almazán Oriental, Soria). *Stu. Geol. Salmantica*, 25: 67-86.
- HABICHT, J. K.A., 1979: Paleomagnetism, and Continental Drift. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology*, 9, 31 p.
- HARDIE, L. A., SMOOT, J. P. y EUGSTER, H. P., 1978: Saline lakes and their deposits. In A. Matter and M. E. Tucker, eds. *Modern and Ancient Lake Sediments. Inter. Assoc. Sediment., Spec. Public.*, 2: 7-41.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E., 1915: Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Trab. Com. Inv. Paleont. Prehist.*, 5: 1-75.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F., 1957: Las formaciones de raña de la Península Hispánica. *INQUA V Congr.*: 78-79.
- JIMÉNEZ, E., 1970: *Estratigrafía y Paleontología del borde SO de la Cuenca de Duero*. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 323 p. Inédito.
- JIMÉNEZ, E., 1972: El Paleógeno del borde SO de la Cuenca del Duero. I. Los escarpes del Tormes. *Stu. Geol. Salmantica*, 3: 67-110.
- JIMÉNEZ, E., 1974: Iniciación al estudio de la paleoclimatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. *Bol. Geol. Min.*, 85 (5): 6-12.
- JIMÉNEZ, E., 1977: Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora. *Bol. Geol. Min.*, 87 (5): 357-364.
- JIMÉNEZ, E., CUESTA, M. A., MARTÍN DE JESÚS, S., MULAS, E., PÉREZ RAMOS, E. Y JIMÉNEZ-GARCÍA, S., 1989: Primera nota sobre los vertebrados del Eoceno superior de Mazaterón y Deza (Soria). *Stu. Geol. Salmantica*, vol. esp., 5: 129-133.
- LINK, M. H. y OSBORNE, R. H., 1978: Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin Group: Ridge Basin, California. In: A. Matter and M. E. Tucker, eds. *Modern and Ancient Lake Sediments. Inter. Assoc. Sediment., Spec. Public.*, 2: 169-187.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N., 1989: Tendencias en paleobiogeografía. El futuro de la biogeografía del pasado. In: E. Aguirre (coord.). *Nuevas Tendencias, Paleontología*, 10: 271-296.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N. y BORJA SANCHIZ, F., 1982: Los primeros microvertebrados de la Cuenca del Duero: Listas faunísticas preliminares e implicaciones biostratigráficas y paleofisiográficas. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 6, (1): 341-356.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N., AGUSTÍ, J., CABRERA, L., CALVO, J. P., CIVIS, J., CORROCHANO, A., DAAMS, R., DÍAZ, M., ELIZAGA, E., HOYOS, M., MARTÍNEZ, J., MORALES, J., PORTERO, J. M., ROBLES, F., SANTISTEBAN, C. y TORRES, T., 1985: Approach to the spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. VIII Congr. Reg. Com. Medit. Neog., Abstracts: 348-350.
- MABESOONE, J. M., 1961: La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la Cuenca del Duero. *Estudios Geol.*, 17: 101-130.
- MARTÍN ESCORZA, C., 1982: Análisis estructural de las fracturas fotodetectadas en el alto Duero (Cuenca de Almazán). *Temas Geol. Mineros Inst. Geol. Min. España*, 6(1): 391-411.
- MEDIAVILLA, R., 1986-87: Sedimentología de los yesos del sector central de la Depresión del Duero. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 35-44.
- MEDIAVILLA, R. M. y DABRIO, C. J., 1986: La sedimentación continental del Neógeno en el sector Centro-Septentrional de la depresión del Duero (Provincia de Palencia). *Stu. Geol. Salmantica*, 22: 111-132.
- MEDIAVILLA, R.M. y DABRIO, C.J., 1988: Controles sedimentarios neógenos en la Depresión del Duero (sector central). *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 187-196.
- MELÉNDEZ, A., PARDO, G., PENDÓN, J. G. y VILLENA, J., 1982: Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán durante el Mioceno Superior. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 6 (1): 415-422.
- MOLINA, E. y ARMENTEROS, I., 1986: Los arrasamientos Plioceno y Plio Pleistoceno en el sector Sur-Oriental de la Cuenca del Duero. *Stu. Geol. Salmantica*, 22: 293-308.
- MOLINA, E. y BLANCO, J. A., 1980: Quelques precisions sur l'alteration du Massif Hercynien espagnol. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 290: 1293-1296.
- MOLINA, E., BLANCO, J. A. y MARTÍNEZ, J. F., 1982: Esquema morfológico evolutivo de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 6 (2): 433-450.
- MULAS, E. y ALONSO GAVILÁN, G., 1987: Facies lacustres paleógenas de Cubillos. *Stu. Geol. Salmantica*, 24 (supl. 1): 10-14.
- NICKEL, E., 1982: Alluvial-fan-carbonate facies with evaporites,

- Eocene Guarga Formation, Southern Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 29: 761-796.
- OLMO SANZ, A. y MARTÍNEZ SALANOVA, J., 1989: El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra del Guadarrama y áreas próximas de las cuencas del Duero y Tajo. *Stu. Geol. Salmanticensia*, vol. esp., 5: 55-69.
- OBERHANSLI, H. y ALLEN, P.A., 1987: Stable isotopic signatures of tertiary lake carbonates, eastern Ebro Basin, Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 60: 59-75.
- ORDÓÑEZ, S. y GARCÍA DEL CURA, M. A., 1977: Facies oncolíticas en medio continental. Aplicación al sector SE de la Cuenca del Duero. *Estud. Geol.*, 33: 459-466.
- ORDÓÑEZ, S., GARCÍA DEL CURA, M. A. y LÓPEZ DE AGUAYO, F., 1980: Contribución al conocimiento de la Cuenca del Duero (Sector Roa-Baltanás). *Estudios Geol.*, 36: 361-369.
- ORDÓÑEZ, S., LÓPEZ AGUAYO, F. y GARCÍA DEL CURA, (1976): Estudio geológico de las facies rojas pliocuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia). *Estudios Geol.*, 32: 215-220.
- ORTI, F., 1988: Sedimentación evaporítica continental durante el Terciario en la Península Ibérica: aspectos generales (1). *II Congr. Geol España*: 509-518.
- PELÁEZ-CAMPOMANES, P., DELA PEÑA, A. y LÓPEZ MARTÍNEZ, N., 1989: Primeras faunas de micromamíferos del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stu. Geol. Salmanticensia*, vol. esp., 5: 135-157.
- PLATT, N. H., 1989: Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology*, 36: 665-684.
- POL, C. y CARBALLEIRA, J., 1986: El sinclinal de Santo Domingo de Silos: Estratigrafía y paleogeografía de los sedimentos continentales (borde este de la Cuenca del Duero). *Stu. Geol. Salmanticensia*, 22: 7-36.
- PORTERO GARCÍA J. M., del OLMO ZAMORA, P., RAMIREZ del POZO, J. y VARGAS ALONSO, I., 1982: Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 6 (1): 11-40.
- PORTERO GARCÍA, J. M., del OLMO ZAMORA, P. y OLIVÉ DAVO, A., 1983: El Neógeno de la Transversal Norte-Sur de la Cuenca del Duero. In: *Geología de España*, Inst. Geol. y Min. de España, T. 2: 494-502.
- PORTERO GARCÍA, J.M. y AZNAR AGUILERA, J.M., 1984: Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Congr. Geol. Esp.*, T. 3: 253-263.
- RIVAS CARBALLO, M. R., 1989: *Palinología del Neógeno en la región sur-oriental de la Depresión del Duero (Aranda de Duero-Peñafiel)*. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca. 244 p. Inédito.
- ROYO Y GOMEZ, J., 1926: Terciario continental de Burgos. *XIV Congr. Geol. Intern. Guía Excursiones*, A-6: 69 p.
- SÁNCHEZ BENAVIDES, F. J., ALONSO GAVILÁN, G. y DABRIO, C. J., 1988: Sedimentología de los depósitos lacustres neógenos de Castrillo del Val (Burgos), España. *Stu. Geol. Salmanticensia*, 25: 87-108.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L., 1982: Tránsito de facies Tierra de Campos a Cuestas, en Zaratán. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 6 (2): 758-761.
- SHEARMAN, D. J., 1978: Evaporites of coastal sabkhas. In: *Marine Evaporites. SEPM Short Course*, 4: 6-42.
- TRUC, G., 1980: Evaporites in a subsident continental basin (Ludian and Stampian of Mormorion-Pernes in southeastern France). Sequential aspects of deposition primary facies and their diagenetic evolution. In: *Evaporite Deposits*. Editions Technip, 61-71 p.
- WATSON, A., 1983: Gypsum crust. In: A. S. Goudie y K. Pye, eds. *Chemical sediments and geomorphology*. London Academic Press, 133-161 p.